

# 岩石鉱物鉱床学会誌

第45巻 第3号

昭和36年(1961)3月5日

## 研究報文

山形県上山産ベントナイトのX線の性質.....	{大関坂	森本	啓寿	一和光
フェルグソン石に関する二、三の考察.....	北	代	吉	宏
本邦産アイーダ鉱 ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ ) について.....	{竹南	内部	常松	彦夫
残島産粗面安山岩中の晶洞雲母.....	応	地	善	雄
長崎県口ノ津町附近の玄武岩類.....	山	本		敬
日高幌満川流域の橄欖石斑瀾岩・橄欖石ノーライト (II) ....	浅井			宏
On hornblende from Ammadaki, Iki islands, Northern Kyushu, Japan .....				K. Aoki

## 会報

会員動静、会誌月刊に伴う会費の改正並びに納入について、投稿規定

## 新刊紹介

Economic mineral deposits, By A.M. Bateman  
Mining geology, By H.E. McKinstry  
Mineralogy, By L.G. Berry and Brian Mason

## 雑誌報

アイスランドの地殻構造 他1件

## 抄録

鉱物学及び結晶学	高圧下に於ける $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ 系の研究	他2件
岩石学及び火山学	大陸と大洋の岩型の問題	他4件
金属鉱床学	Colorado の先カンブリア紀片麻岩中の灰重石	他2件
石油鉱床学	物質交代作用と石油系炭化水素の起源	他3件

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

会員動静〔新入会〕西村進（京都大学理学部地質教室）磯部克（東京都練馬区東大泉町 315 東京学芸大学大泉寮）康永豪（京都大学理学部地質教室）

〔転勤及び転居〕山下陽三（呉市平原町 241）平峯武夫（会津若松市甲賀町会津労働基準監督署）原清（東京都千代田区永田町 1 の 17 北海道地下資源開発 K. K. 東京支店営業課）田中収（静岡県田方郡土肥町清越鉱山）中島和一（大阪大学教養部地学教室）根橋雄太郎（横浜市港北区日吉町 38）寺津陽次（東京都中野区高根町 5）細野義純（三鷹市新川 700 自治省消防研究所）山岸猪久馬（上田市緑ヶ丘北区県営住宅 374）山崎寿雄（川崎市生田 2488 伊藤方）堤得道（京都市左京区嵯峨北造路町 18）菅原欣一（八幡市北津役大原市営住宅 36）佐々木晋（東京都文京区駒込神明町 371 の 1 唐松荘）菅井敬一郎（山形県東置賜郡宮内町 3652）後藤田寛（北海道様似町東邦オリビン K. K. 日高事務所）菊地豊（札幌市南五条西 24 丁目浦口方）島田衛（栃木県塩谷郡藤原町日本鉱業 K. K. 栃木鉱業所）

〔退会〕前沢保利，松永亮，名和時雄，大橋良一，埴原長興，両角節

### 会誌月刊に伴う会費の改正並びに納入について

1 月 19 日開催の昭和 35 年度総会において，本誌の刊行を月刊とし，正会員会費を年 1,000 円，講読会員会費を年 1,800 円（前納）とすることに決定しましたので，昭和 36 年度の上記会費未納の方は至急御納入下さる様お願い申し上げます。

尚，学生会員（大学院学生を除く）会費は本年度のみ特に据置（年 500 円）とすることになりましたので，学生の方は至急在学の学校，学科，学年を葉書で本会会員係宛お知らせ下さい。この届出がないと一般正会員として会費請求が行われますから御注意下さい。

投 稿 規 定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書，英文原稿はタイプライントすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き， $1/2$  又は  $1/3$  などに縮小するのに適するよう，文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため，著者名，表題，掲載誌又は単行書名，巻，頁，年等の順に記すこと。
4. 別刷は 30 部まで経費を学会で負担するが，それ以上は実費を著者が支払うこと。

### 新 刊 紹 介

**Economic mineral deposits**, By A. M. Bateman

**Mining geology**, By H. E. McKinstry

鉱床学に関する表題の 2 著が Modern Asia Edition として出版された。Bateman の著書は 1950 年に出版されている 2 版を，McKinstry のは 1948 年に発行された初版を，夫々著者の認可のもとに photo-offset 印刷し，極東における多くの購読希望者に対し，低価格で応えたものである。印刷も鮮明で原本を読むのと殆んど変らない。両著につ

（表紙 3 頁に続く）

## 研究報文

### 山形県上山産ベントナイトのX線の性質

X-ray studies on bentonites from Kaminoyama,  
Yamagata Prefecture

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)\*

関 寿 和 (Toshikazu Seki)\*

坂 本 光 (Takeshi Sakamoto)\*\*

**Abstract:** By the X-ray diffraction charts, bentonites from Kaminoyama, Yamagata Prefecture, are divided in the following four types, (i) montmorillonite, as essential mineral, with a little of zeolite (clino-ptilolite), plagioclase and cristobalite, (ii) zeolite with montmorillonite, plagioclase and cristobalite, (iii) zeolite with montmorillonite, plagioclase, cristobalite and orthoclase, (iv) montmorillonite and celadonite, with zeolite, plagioclase and cristobalite. Type (i) and (ii) distribute widely and type (iv) is a new find one in this area.

## 1. 緒 言

当地域の粘土\*\*\*は昭和5年、本邦最初のベントナイトとして報告<sup>1)</sup>されてから、数多くの研究がなされてきた。このうち内田宗義<sup>2)</sup>は系統的に詳細な研究を行い、磯松嶺造<sup>3)</sup>もベントナイトの著るしい膨潤性とコロイド性について究明し、最近、須藤俊男等<sup>4)</sup>はベントナイトのX線の性質を検討した。著者等も最近当地域のベントナイトを採集、このX線の性質を比較検討し、二、三の興味ある結果を得たのでこれをこゝに述べることにしよう。尙、当地域の地質に関しては曩に輿政共<sup>5)</sup>及び舟山裕士<sup>6)</sup>の研究が有り、又柴橋敬一<sup>7)</sup>及び皆川信也<sup>8)</sup>も結果を発表している。

## 2. 地 質 の 概 要

当地域の地質は第三紀の緑色凝灰岩、流紋岩及び泥岩類からなる。このうち最も広く分布するものは緑色凝灰岩で、流紋岩が熔岩状、岩床状又は岩脈状にこの後発達し、又泥岩は緑色凝灰岩を整合的に覆っている。緑色凝灰岩は石英粗面岩質凝灰岩で、女川層に対比され、殆んど層理を示さず、多孔質、粗鬆である。肉眼的に緑色、時に灰色又は白色を呈し、露頭では大部分が粘土化している。一般に玻璃質で、鏡下では斜長石、石英、黒雲母

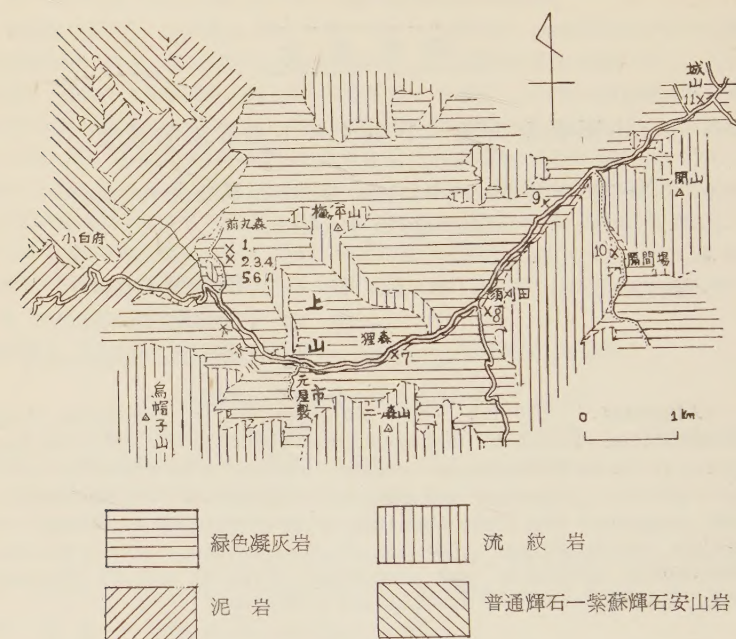
\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

\*\* 日本特殊土木株式会社

\*\*\* 本鉱物は従来山元村産として報告されて来たが山元村は上市に合併された。



## 第 1 図



及び緑泥石が玻璃質石基中に認められる。流紋岩は肉眼的に赤褐色、褐色、灰色又は暗灰色等を呈し、石基は玻璃質で、周囲の凝灰岩が珪化作用を受けた場合もある。泥岩は凝灰岩質及び砂岩質より成り、これ等の間に数 cm 乃至数 10cm の粘土層が挟在することがある (第1図)。

## 3. ベントナイトの産状と性質

当地域のベントナイトは主として変質した緑色凝灰岩中の割れ目を満たして産出する。この割れ目の形は不規則で、一般に角礫の集合状を呈する。ベントナイトは比較的低温度の熱水作用に依つて形成されたもので、これに一部沸石化作用、斜長石化作用、珪化作用等が伴っている。

ベントナイト化した凝灰岩を顕微鏡下で観察すると、原岩の玻璃質部分は大部分モンモリロナイトに変化しているが、石英及び斜長石の斑晶はそのまゝ残っている。これより熱水溶液の作用はさほど激しくなかつたことが推測される。

ベントナイトは肉眼的に緑色、黄色、褐色、灰色、暗灰色、白色及び桃色等種々の色を呈するが、特に緑色及び黄褐色が最も多い。この様に種々の色を呈するのはベントナイトが種々の塩類等を吸着するためであろう。一般に膨潤性が大きく、特に黄褐色のものではこれが著るしい。水中に投じるとコロイド状になり、この懸濁水は数日間放置しても沈澱

しない。

次に産地、色により 11 個の粘土を選び、粉末にして耳搔き一ぱい位をスライドガラス上に二つづつとり、一方に蒸溜水、他方にベンチヂン飽和溶液を滴下し、その色の変化を観察した。ベンチヂン液は次第にベントナイトに浸透し、ベントナイトは数秒で青色に変わる。青色の濃淡の程度は各試料別にいくらか異なるが、色の違いは見出されなかつた。ベンチヂン液がすっかり浸透し乾燥すると、色が黄色乃至黄緑色に変化する。この呈色反応はモンモリロナイトの鑑別に広く利用されるところで、これはモンモリロナイトの有する一種の酸化作用によるものと考えられる<sup>9)</sup>。

ベントナイトを鏡下で検討すると、モンモリロナイトは残存玻璃と石英及び斜長石の斑晶間に繊維状に分布し、淡黄褐～淡褐色の弱い多色性を示す。従つて上述の膨潤性及びベンチヂン呈色反応と併せ考え、これら試料の主成分はモンモリロナイトであることが分かる。

#### 4. X 線 的 性 質

次に産地、産状及び色を異にする 13 個のベントナイトについてX線粉末回折曲線を求めた。試料の産地は第 1 表の如くである。実験装置には理学電機製ガイガーフレックスを用い、又回折曲線作成の条件は次の通りであつた。

Target: Cu, filter: Ni, voltage: 30kV, current: 10mA, scanning speed: 1°/min., chart speed: 1cm/min., scale factor: 8, multiplier: 1, time constant: 2 sec, divergence slit 1°, scatter slit: 1°, receiving slit: 0.2mm.

第 1 表

No.	産 地	色	X線回折で見出された鉱物組成							備 考
			モ ロ ン ナ イ ト	沸 石	斜 長 石	正 長 石	ク バ ラ イ ス ト	石 英	セ ナ ライ ド	
1	上市市前丸森	淡灰緑色	+	++	+		+			水簾により純化 第2図C 第2図A 試料2を水簾に より純化、第2 図B
2	" "	灰 青 色	++	+	+		+			
2 a	" "	"	++	+	+		+			
3	" "	黄 土 色	++	+	+		+			第2図F 第2図G
4	" "	淡 褐 色	++	+	+		+			
5	" "	淡黄緑色	++	++	+		+			
6	" "	暗青緑色	++	+	+		+		+	
7	" 裡 森	黄 灰 色	+	++	+	+				水簾により純化 第2図D 試料10を水簾に より純化した際 の残渣第2図E
8	" 須刈田	桃 色	++	+	+		+	+		
9	" 須刈田-城山間	淡黄緑色	+	++	+		+			
10	" 隔間場	淡 黄 色	+	++	+	+	+			
10 a	" "	"	+	++	+	+	+			
11	" 城 山	桃 色	++	+	+	+	+			

++ は主成分, + は副分を示す。

(1)			(2)			(2a)			(3)		
d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M*	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M
			13.00	1.0	m	15.24	1.0	m	13.60	1.0	m
9.025	0.6	z									
7.971	0.1	z									
6.810	0.3	z									
5.096	0.4	m	4.874	0.1	m	5.096	0.1	m			
4.671	0.5	z									
4.506	0.5	m	4.506	0.6	m	4.506	0.3	m	4.506	0.8	m
4.353	0.5	z									
4.191	0.6	p, c									
3.952	1.0	z	4.058	0.3	z, p, c	4.040	0.3	z, p, c	4.040	0.3	z, p, c
3.917	0.6	z									
3.562	0.4	z									
3.427	0.5	z									
3.226	0.5	z, p,									
3.175	0.5	z, p, c									
			3.143	0.3	m, p						
3.110	0.5	z, m, p				3.079	0.1	m, p, z	3.121	0.4	m, p, z
2.969	0.6	z, p									
2.797	0.5	p, c									
2.571	0.3	p, m	2.578	0.2	d, m	2.568	0.1	m, p	2.585	0.3	m, p
			1.499	0.1	m	1.497	0.1	m	1.499	0.1	m

\* Mは鉱物組成, mはモンモリロナイト, zは沸石, pは斜長石, Or は正長石, cはクリストバライト, cel はセラドナイト, qは石英

この結果を第2表及び第2図に示す。次に第1表に示した試料順に各々の特徴を述べよう。こゝに番号は第1表と同様である。

(1) 上述のベンチザン反応でモンモリロナイトの存在が認められたが, 第2図Cから明らかのようにX線回折曲線では明瞭でない。これではクリノプチロール沸石<sup>10)11)12)</sup>のピークが卓越し, 他に斜長石とクリストバライトが認められる。

(2) モンモリロナイトを主とし, 沸石, 斜長石及びクリストバライトが僅かに存在し



表 (I)

(4)			(5)			(6)			(7)		
d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M
12.63	1.0	m	13.81	0.3	m	12.81	1.0	m			
						10.05	0.1	cel			
			9.118	0.4	z				9.118	0.1	z
									6.607	0.1	z
			5.506	0.1	m						
4.484	0.6	m	4.484	0.6	m	4.506	0.4	m, cel	4.529	0.2	m
						4.396	0.3	cel	4.270	0.2	Or
4.077	0.1	z, p, c	4.004	0.4	z, p, c	4.058	0.4	z, p, c	4.065	1.0	z, p, c
									3.801	0.2	Or, p
						3.648	0.3	cel, z			
3.480	0.1	z, p	3.480	1.0	z, p				3.480	0.2	z, p
						3.326	0.3	cel, p	3.326	0.2	p
			3.232	0.2	p				3.232	0.2	p, Or
						3.198	0.3	z, p, c			
						3.132	0.4	m, p			
3.110	0.3	m, p, z				3.100	0.4	m, z, p			
			2.894	0.5	z, p, c				2.840	0.2	p
2.564	0.1	m, p				2.578	0.3	p, m	2.585	0.2	m, p
						2.398	0.1	cel	2.495	0.3	z, p
									2.129	0.1	z
									1.933	0.1	p
									1.873	0.1	p
1.499	0.1	m	1.503	0.1	z, p				1.501	0.1	z, p

ている。図の左端に見られるモンモリロナイトの (001) ピーク (13.00Å) は大きく現われ、しかも巾が広い (第2図A)。

(2a) (2) を水簇して純化したものである。上記 (2) と比較すると成分上変化が認められないが、図の左端のモンモリロナイトの (001) のピークは著るしく高くなり (第2図B)、結晶度の高いことが分かる。左端の大きなピーク (15.24Å) が (2) よりも左に寄っているのは水処理に依つて層間水が加わつたためであろう。

(3) 主としてモンモリロナイトのピークが現われ、沸石や斜長石は見出されなかつた。モンモリロナイトの (001) のピークは巾広く、結晶度はよくない。

第 2 表 (II)

(8)			(9)			(10)			(10a)			(11)		
d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	M
15.50	1.0	m	15.78	0.1	m							16.07	1.0	m
			9.025	0.2	z	8.934	0.3	z	9.025	0.9	z			
			7.971	0.2	z				7.971	0.4	z			
									6.578	0.3	z			
									5.906	0.3	z			
5.039	0.1	m							5.126	0.4	z			
									4.671	0.4	z			
4.506	0.3	m	4.506	0.3	m	4.506	0.3	m				4.529	0.9	m
			4.250	0.4	Or	4.250	0.4	Or	4.250	0.5	Or			
4.058	0.1	z, p, c	4.095	1.0	z, p, c	4.058	1.0	z, p, c	3.986	1.0	z			
									3.912	0.9	z			
			3.786	0.2	p, Or	3.801	0.3	p, Or	3.801	0.3	p, Or			
			3.633	0.1	p	3.633	0.1	p						
						3.562	0.2	z	3.576	0.4	z			
3.480	0.1	z, p	3.453	0.2	z	3.466	0.2	z	3.480	0.4	z			
									3.440	0.5	z			
3.363	0.1	q	3.339	0.2	p	3.326	0.4	p	3.339	0.8	p			
3.290	0.1	m, p	3.302	0.5	z, m, p				3.302	0.5	z			
			3.220	0.2	p, Or							3.198	0.6	m, p
						3.175	0.2	z, p, c	3.175	0.4	z, p, c			
			2.979	0.2	z, p	2.998	0.2	z, p	2.979	0.6	z, p			
									2.814	0.4	p, c			
						2.799	0.1	p, c	2.739	0.3	z			
2.564	0.1	m, p	2.571	0.1	p, m	2.581	0.2	p	2.578	0.3	p	2.564	0.3	m, p
			2.495	0.2	z, p	2.481	0.3	z, p						
						2.161	0.1	p	2.201	0.1	p			
						2.132	0.1	z	2.132	0.1	z			
						2.019	0.1	p	2.019	0.1	p			
						1.933	0.1	p	1.933	0.1	p			
									1.877	0.1	z			
						1.817	0.1	p	1.824	0.1	p			
						1.797	0.1	z	1.794	0.1	p			
						1.692	0.1	m						
						1.503	0.1	z, p						
1.499	0.1	m										1.499	0.1	m

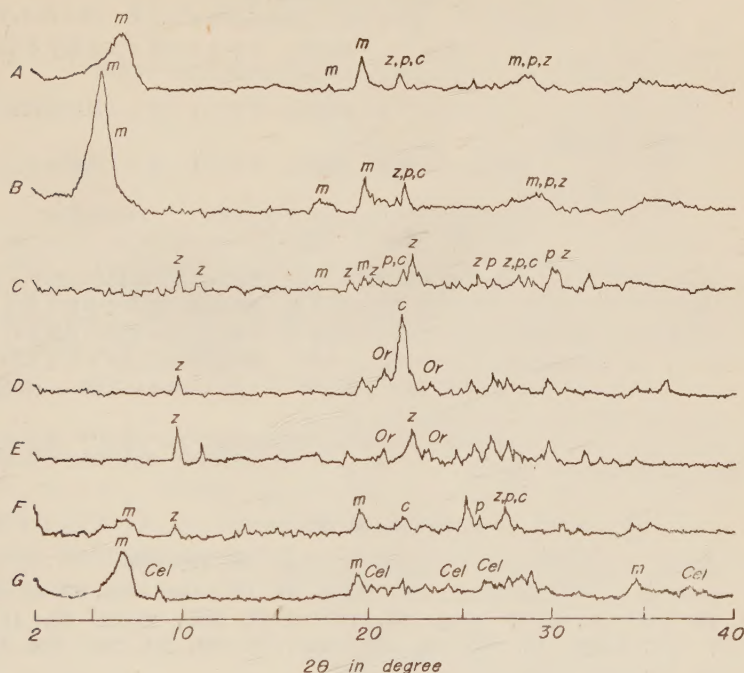
(4) これもモンモリロナイトを主とする。(3)よりは左端のモンモリロナイトの(001)のピークが尖鋭で、沸石や斜長石を含み、クリストバライトも認められる。

(5) モンモリロナイトと沸石が共存し、図の左端のモンモリロナイトの(001)回折線は巾が広い。他に斜長石とクリストバライトが認められる(第2図F)。

(6) モンモリロナイトが主成分でピークが良く発達している。又図に示した様に、セラドナイトのピークが 10.05, 4.506, 4.396, 3.648, 3.326, 2.398 に存在し、本試料に相当量含まれていることが分かる(第2図G)。他に沸石、斜長石、クリストバライトが認められる。



## 第 2 図



ベントナイトのX線粉末回折曲線 Z: 沸石, m: モンモリロナイト, p: 斜長石, Or: 正長石, Cel: セラドナイト, c: クリストバライト, (A: No. 2, B: No. 2a, C: No. 1, D: No. 10, E: No. 10a, F: No. 5, G: No. 6)

(7) 回折ピークの大部分は沸石に依るものであるが、中央の大きなピーク ( $4.065 \text{ \AA}$ ) はクリストバライトに基くものである。他に斜長石と正長石が認められる。

(8) 試料 (2) と極めて類似しているが、ほぼ中央に石英の小さいピーク ( $3.363 \text{ \AA}$ ) が存在する。即ち主成分はモンモリロナイトで、他に沸石、斜長石及びクリストバライトと極く少量の石英が認められる。

(9) (1) 及び (7) と良く類似するが、いくらかモンモリロナイトの含量が多い。沸石を主とし、斜長石、正長石及びクリストバライト等も含む。

(10) 沸石を主成分とし、他に斜長石、正長石及びクリストバライトが認められる (第2図D)。

(10a) (10) を水簸した時の残査についてX線回折曲線を作成した。(10) で見られた図の中央の高いピーク ( $4.058 \text{ \AA}$ ) がこゝでは消滅している。これは恐らくクリストバライトに依るものであつて、水簸の際にクリストバライトが微細なため、残査中に残らないことが分かる (第2図E)。

(11) 殆んどモンモリロナイトより成り、僅かに斜長石と沸石が認められる。

以上より当地域のベントナイトを大別すると次の四種になる。

- i) モンモリロナイトを主成分とし、僅かに沸石と斜長石を有するもの (第2図A, B)。
- ii) 沸石を主成分とし、モンモリロナイト、斜長石、クリストバライトを有するもの (第2図C)。
- iii) 沸石を主成分とし、モンモリロナイト、斜長石、クリストバライト及び正長石を有するもの (第2図D, E)。
- iv) モンモリロナイトを主成分とし、沸石、斜長石、クリストバライト及びセラドナイトを有するもの (第2図G)。

## 5. 考 察

曩に須藤俊男等<sup>4)</sup>により、当地域のベントナイト中に沸石の存在が確認されたが、本報文では沸石はクリノプチロール沸石で、然もこれを多く含む試料が数多く存在することが明らかになった。更に興味のあることは正長石を含む試料が当地域東部に見出されることであつて、第1表の鉱物組成の表より明らかな様に、特に沸石を主成分とするものには見出されなかつた。最近の火山玻璃に関する報告<sup>13)</sup>にも述べられている様に、沸石化作用が低温低圧で進行し易いことが証される。

緑色凝灰岩中のセラドナイト様鉱物は宮城県刈田郡福岡村産について報告<sup>14)</sup>があるが、当地域からはこれが始めてである。

## 引 用 文 献

- 1) 重宗亮一, 本邦産ベントナイトの研究, 東工試報, **25**, 10, 1936.
  - 2) 内田宗義, 山形県産膨潤粘土の研究, 窯協誌, **41**, 181~188, 1933, **42**, 65~78, 1934, **43**, 121~132, 1935, 工化誌, **38**, 1170~1173, 1935, 工化誌, **38**, 1174~1177, 1935, 窯協誌, **46**, 130~134, 1938, **46**, 173~183, 225~231, 279~285, 335~339, 404~408, 1938, **47**, 63~67, 1939.
  - 3) 磯松嶺造, ベントナイトの性質並に应用到に就て, 工化誌, **38**, 315~400, 1935.
  - 4) 須藤俊男, 林久人, 沸石を含むベントナイト, 科学, **26**, 573, 1956.
- 須藤俊男, 粘土鉱物, **35**, 1958.
- 5) 鞭政共, 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室卒論, 1944.
  - 6) 舟山裕士, 山形盆南縁部における地体構造的特質と鉱床の構造支配について, 岩鉱, **39**, 144~153, 1955.
  - 7) 柴橋敬一, 山形大学理学部地学科卒論, 1944.
  - 8) 皆川信也, 山形県盆地西北部および西南部における新第三系の層位学的研究, 山形大学紀要, **4**, 229~248, 1957.
  - 9) Otsubo, Y., The inorganic chemistry of di-octahedral montmorillonite. Mem. School of Sci. & Eng. Waseda Univ., **21**, 128~143, 1957.
  - 10) Mason, B. and Sand, L. B., Clinoptilolite from Patagonia. Am. Min., **45**, 341~350, 1960.
  - 11) Mumpton, F.A., Clinoptilolite refined. Am. Min., **45**, 351~369, 1960.
  - 12) 鈴木重人, 愛知県知多半島産凝灰岩中のクリノプチロールフツ石, 岩鉱, **45**, 14~16, 1961.
  - 13) 須藤俊男, 松岡正近, アルカリ塩類溶液による火山ガラスの結晶化, 鉱物誌, **3**, 514~522, 1958.
  - 14) Sudo, T., Mineralogy of green tuff breccia near Shiroishi-machi, Miyagi Prefecture. 地質雑, **57**, 347~355, 1951.

## フェルグソン石に関する二三の考察

## Some experimental considerations on fergusonite

北 代 吉 宏 (Yoshihiro Kitadai)\*

**Abstract:** Heated fergusonite shows two kinds of X-ray diffraction patterns, of which one appears at 700°C and the other appears at over 900°C. The former gradually disappears and the latter appears with the elevation of heating temperature. In argon atmosphere these phenomena could not be observed. Fergusonite heated at 700°C has lattice constants  $a_0$  5.184 and  $c_0$  5.489 Å.

## 1. 緒 言

宮城県丸森町大張、福島県川俣及び甲森産フェルグソン石について加熱及びX線実験を行い、フェルグソン石の同質二像と格子恒数について検討を行つたのでこの結果の要旨を報告することにする。こゝに始終御懇篤なる御指導を賜わり、又研究試料の一部を頂いた大森啓一教授に深甚の敬意を表する。又X線実験について御教示下さつた関寿和助手に深謝する。

## 2. 実 験 方 法

**加熱実験** 試料のフェルグソン石を単結晶 ( $3 \times 3 \times 6$  mm) のまゝ、又は単結晶を砕いて 375 メッシュ篩下粉末にし、電気炉を用い、空气中又はアルゴン中で次の様な温度と時間で加熱した。

加熱時間…0.5, 1, 3, 5, 8 時間

加熱温度…600, 700, 800, 900, 950, 1000, 1200°C (誤差  $\pm 5^\circ$ C)

**X線実験** 上記で加熱したフェルグソン石結晶、又は粉末を更にメノウ乳鉢で 375 メッシュ篩下粉末とし、X線粉末回折図を Geigerflex で作成した。この際の使用条件は使用X線  $\text{CuK}\alpha$  (Ni-フィルター)、電圧 30kV、電流 10mA、Scanning speed  $1^\circ/\text{min}$ 、Chart speed 2cm/min、Scale factor 8、Multiplier 1、Time const. 2sec、Divergence slit  $1^\circ$ 、Receiving slit 0.2mm である。次にこのX線粉末回折図の回折線の指数付を行つた。

先づ Debye Hull の図表から一応正方晶系として格子恒数を決め、この値を基にして指数付を行つた。

## 3. 実験結果及び考察

フェルグソン石は一般にメタミクト状態でX線的に無定形を示すが、加熱すると発熱結

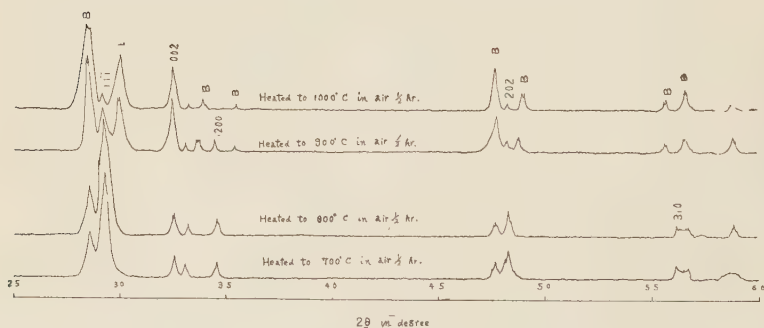
\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室



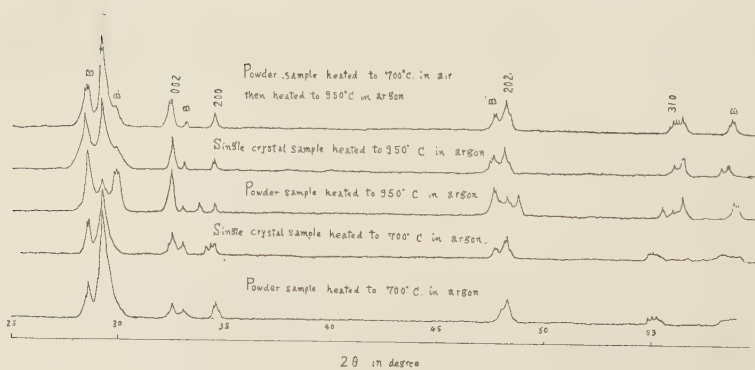
晶化する。この加熱の際2種の異なるX線回折線が現われる。即ち Barth<sup>1)</sup> は 1200°C (空气中) で加熱したとき現われる回折線を本来のフェルグソン石の結晶格子と考え、この格子恒数を  $a_0=7.74$ ,  $c_0=11.31\text{\AA}$  とした。

次にフェルグソン石のX線粉末回折線が加熱温度 (空气中) に依つて如何に異なるかを示すと、第1図の如くなる。700°C の場合と 1000°C の場合とを比較すると、700°C 加熱回折線には加熱温度の上昇に伴つて、(a) 強度を減じ、遂には消滅するもの、それとは逆に (b) そのまゝ存続するもの、或いは新しく現われるもの等がある。今便宜上前者 (a) の回折線をAとし、後者 (b) をBとする。Barth, Berman<sup>2)</sup> はBをフェルグソン石と考え、又 Berman は A, B 間に同質二像の関係があるものとした。併し筆者の行つた実験結果では第1図に見られるように、A→Bの変化には明瞭な転移点が見られず、この変化は漸移的である。又第2図に示す様に、一旦空气中で 700°C に加熱したものを更にアルゴン中で 950°C に加熱してもBは生じない。従つてこれをフェルグソン石の同質

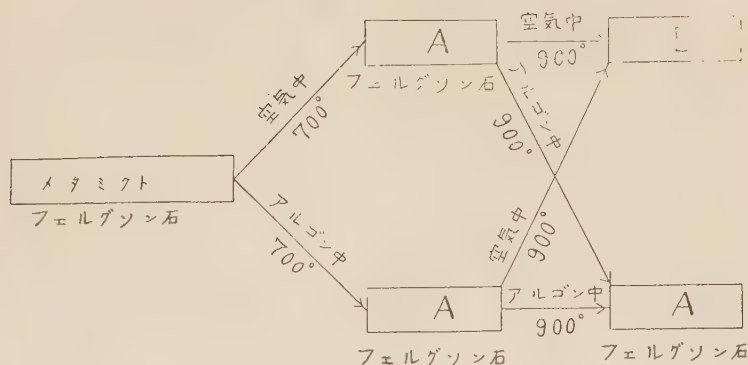
第 1 図



第 2 図



第 3 図



二像とすることは適當でないと考える。この A, B 2 種の何れがフェルグソン石の回折線であるか、又この時他方は何であるかという問題が生じて来る。これについて次の 3 つの場合が考えられる。

(i) 比較的低温で A なる中間生成物を形成し、これより更に高い温度でフェルグソン石が形成したとするもの。

(ii) 比較的低温でフェルグソン石 A が形成し、これより更に高温で A が次第に分解して、各成分の酸化物 (例えば  $Y_2O_3$ ,  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$  等) 或いは複雑な酸化物の混合物 B になるとするもの。

(iii) A なるフェルグソン石が高温では更に酸化されて B (例えばコロンブ石、ユークセン石等) となる、或いは B のような超格子が形成するとするもの。

以上 3 つについて実験結果を検討しよう。第 2 図はアルゴン中で加熱したものについて得た X 線粉末回折図である。これに見られる様に、 $700^\circ C$  では空気中で加熱した場合も、アルゴン中で加熱した場合も変化はない。又単結晶で加熱した場合も、粉末で加熱した場合も同じ結果が得られた。 $950^\circ C$  ではアルゴン中で加熱した場合は空気中のそれとかなり異っている。しかも単結晶の場合と粉末の場合とで回折図に違いが認められる。即ち  $950^\circ C$  の場合では、粉末試料で回折強度の弱い B が 1~2 本現われるが、単結晶の場合 B は現われない。

又粉末試料でも一度  $700^\circ C$  に空気中 (又はアルゴン中) で加熱しておくと、更に  $950^\circ C$  (アルゴン中) に加熱しても B は現われない。以上の結果をまとめて図示すると第 3 図の如くなる。

即ち酸素の供給が充分な場合には B が形成され、酸素の供給が困難な場合には B は生じ難い。この事から前記 3 つの仮定のうちの (i) は否定され、又コロンブ石、ユークセン石等の X 線回折データと比較する事に依つて (iii) も否定される。従つて残つた (ii) について更に実験結果を検討してみよう。空気中で加熱した場合生ずる B は A の酸化生成物であつて、各成分の酸化物 ( $Y_2O_3$ ,  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$  等) が逐次各生成温度で生ずるので、 $A \rightarrow B$  の変化が漸移的となる。次にこれをアルゴン中で加熱した場合 B が生じ難いこ

第 1 表

フェルグソン石						酸化生成物			
2 $\theta$	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	hkl	a <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	2 $\theta$	d(Å)	I/I <sub>0</sub>	
28.6	3.1210	47				28.5	3.1318	100	B
29.3	3.0480	100	111	5.183	5.487	29.3	3.0480	24	A
						30.0	2.9785	65	B
32.6	2.7466	20	002	—	5.493	32.6	2.7466	60	A
33.1	2.7063	15				33.3	2.6905	14	B
						33.9	2.6442	21	B
34.6	2.5923	18	200	5.185	—				A
47.8	1.9028	16				47.8	1.9028	53	B
48.3	1.8842	30	202	5.184	5.488	48.3	1.8842	17	A
						49.0	1.8589	26	B
						51.8	1.7648	7	B
						55.7	1.6502	19	B
56.1	1.6393	15	310	5.184	—				A
						56.7	1.6234	31	B
58.6	1.5752	13				58.8	1.5703	21	B
平 均				5.184	5.489				

とも、酸素の供給がないので酸化物が生成されないことで明瞭である。

以上の結果から筆者はAをフェルグソン石の回折線と考え、格子恒数を求めたところ  $a_0=5.184\text{Å}$ ,  $c_0=5.489\text{Å}$  の結果を得た。A Bの回折線を比較すると第1表となる。

#### 4. 結 語

フェルグソン石は 700°C の加熱で結晶化し、正方晶系  $a_0=5.184\text{Å}$ ,  $c_0=5.489\text{Å}$  の結晶格子となる。更に加熱温度を高めると、結晶は次第に分解し、構成元素の各酸化物或いは更に複雑な酸化物となる。

#### 引 用 文 献

- 1) Barth, T., The structure of synthetic, metamict, and recrystallized fergusonite — The structure of Risörite. Norsk. Geol. Tidskr., **9**, 23~39, 1926.
- 2) Berman, J., Identification of metamict minerals by X-ray diffraction. Am. Min., **40**, 805~825, 1955.



本邦産アイダ鉱 ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ ) についてOn idaite ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ ) in Japan

竹 内 常 彦 (Tsunehiko Takeuchi)\*

南 部 松 夫 (Matsuo Nambu)\*\*

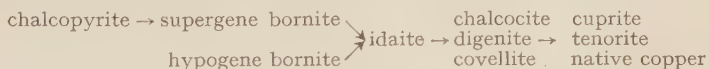
**Abstract:** The authors have arrived at the following results upon studying the idaite-bearing ores from ten different localities in Japan.

1) Idaite have been found in several deposits in Japan. The specimens from Yakuwa Mine, Yamagata Prefecture, have been unequivocally identified by X-ray powder method. The number of sites yielding idaite in Japan is expected to increase with further study.

2) Idaite occurs in the secondary enrichment zone of copper deposit in the form of secondary decomposition product of chalcopyrite and bornite, except in two sites, where it is present as final crystallization product in copper deposits formed under low temperature and pressure.

3) Hypogene idaite is contained in small quantity in bornite, together with digenite and chalcopyrite. Supergene idaite forms lattices, lamellae and veinlets buried in chalcopyrite and bornite. In some cases, it forms films between chalcopyrite and supergene chalcocite, or replaces pyrite in company with supergene chalcocite, digenite and covellite.

4) The process of secondary enrichment and oxidation of chalcopyrite and bornite may be summarized as follows;



## 1. 緒 言

1951 年, 筆者ら<sup>1), 2)</sup> は青森県上北鉱山から, 反射色が斑銅鉱に酷似しながら, しかも顕著な異方性を有する, いわゆる “orange bornite” を見出し, このことについては, すでに略報した。この鉱物は 1916 年に Murdoch<sup>3)</sup> によつて, 簡単ではあるが, はじめて顕微鏡的性質が記載された。1937 年に Merwin および Lombard<sup>4)</sup> が Cu-Fe-S 系の研究結果を発表した際に, 化学組成が  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  である独立相の存在を認め, この化合物が orange bornite に該当する可能性を述べている。これとほぼ同様な見解が,

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

\*\* 東北大学選鉱製錬研究所

1) 竹内常彦, 南部松夫, 選研集, 7, 133-136, 1951.

2) 竹内常彦, 南部松夫, 鈴木勝, 岡田広吉, 鉱山地質, 6, 25~37, 1956.

3) Murdoch, J., Microscopic determination of opaque minerals, 64, 1916.

4) Merwin, H.E. and Lombard, R.H., Econ. Geol., 32, 203~284, 1937.

1948 年に, Grigorjéw<sup>1)</sup> によつて更に明瞭に述べられている。

Orange bornite の産出は Murdoch の記載以来, 世界各地から報告され, Ramdohr<sup>2)</sup> や Orcel<sup>3)</sup> らによつて, やゝ詳しい顕微鏡的記載が行われている。しかし結晶構造やその他の詳細な性質については不明のまゝに残されていた。しかるに最近 Frenzel<sup>4)</sup> は西南アフリカの Ida 鉱山から産した  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  の化学組成を有する鉱物を研究して, この結晶構造 (六方晶系,  $a_0=3.90\pm0.03\text{\AA}$ ,  $c_0=16.95\pm0.12\text{\AA}$ ,  $c_0/a_0=4.346$ ,  $z=1$ ) を明かにし, これを産地に因んでアイダ鉱と命名し, かつアイダ鉱と orange bornite の鏡下の性質が全く同じであることを確認した。

筆者ら<sup>5)</sup> はかつて方輝銅鉱の存否を吟味する目的で, 本邦各地の銅鉱床の酸化帯および二次富化帯の鉱石の鉱物組成と組織を研究した。この際, 黄銅鉱の一部が二時的斑銅鉱に変化し, しかもこの斑銅鉱の一部に顕著な異方性を認めた。今回, Frenzel の研究結果に鑑み, 前回取扱つた試料を詳細に再吟味した結果, 本鉱および本鉱と同様, Frenzel<sup>6)</sup> によつて記載された “blaubleibende covelline”<sup>7)</sup> を上北鉱山以外の数鉱山で確認した。

第1図 本邦のアイダ鉱の産地



第1図に本邦のアイダ鉱の産地を示した。いずれも筆者らが見出したものである。これら産地のうち八久和鉱山からはやゝ多量のアイダ鉱を産し, X線粉末廻折像からも吟味することが出来た。この報告では八久和鉱山のものを中心にし, 本邦のアイダ鉱の産状・共生関係および成因について概報する。

## 2. 山形県八久和鉱山産アイダ鉱

(1) 地質および鉱床 本鉱山は東田川郡朝日村に位置し, 三池・焼松の2鉱床からなる。三池鉱床附近は花崗閃緑岩が基盤をなし, 中新世に属する輝石安山岩および安山岩質集塊岩によつて不整合に被覆されている。鉱床は花崗閃緑岩中に発達する高温性裂隙充填銅鉱床に属し, 走向は  $N80^\circ W$  で,  $70^\circ N$  に傾斜し, 脈巾は数 cm より

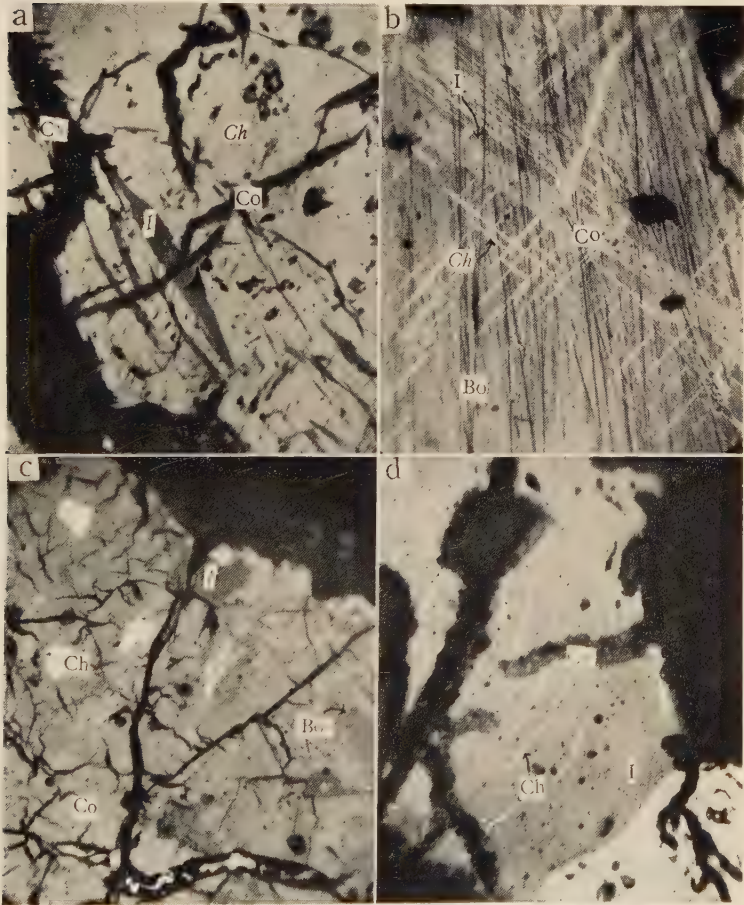
20cm 内外の間に膨縮し, 脈の両端は絹雲母化および曹長石化作用を受けている。

鉱石は斑銅鉱・黄銅鉱・輝水銅鉱および石英を主とし, 他に初成鉱石鉱物として, 少量

- 1) Grigorjéw, D. P., Mitt. Miner. Ges. d. UdSSR, **78**, 32~42, 1948.
- 2) Ramdohr, P., Die Erzminerale u. ihre Verwachsungen. 2 Aufl., 383, 1955.
- 3) Orcel, J., Bull. Soc. Franc. Min., **66**, 435~451, 1943.
- 4) Frenzel, G., Neues Jb. Miner., Mh., **42**, 1958., Neues Jb. Miner. Abh., **93**, 87-114, 1959.
- 5) 竹内常彦, 南部松夫, 鉱山地質, **3**, 247, 1953.
- 6) Frenzel, G., Neues Jb. Miner. Abh., **93**, 115-132, 1959.
- 7) この鉱物の詳細は追つて報告の予定である。本文ではこの鉱物を銅藍の中に入れて記載する。

の黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱および硫蒼鉛鋳鉱を含んでいる。鉱脈はしばしば良好な対称縞状構造を示し、この場合、外側より輝水鉛鉱—石英帯・黄銅鉱帯・斑銅鉱帯および黄鉄鉱—斑銅鉱—黄鋅鉱帯の4帯を区別し得る。これら4帯のうち斑銅鉱帯中の斑銅鉱には殆んど例外なく固溶体分裂によつて生じた標式的な格子状黄銅鉱を含んでいる。この共生体は筆者ら<sup>1)</sup>によつて、さきに、加熱実験が行われ、固溶体形成温度として

第2図 含アイダ鉱鉱石の顕微鏡組織 (開放=コル, ×170)



a: 八久和鉱山産, b: 赤山鉱山産, c: 王者峰鉱山産, d: 入山鉱山産  
 Ch: 黄銅鉱, Bo: 初成斑銅鉱, Bos: 二次的斑銅鉱, I: アイダ鉱,  
 Co: 輝銅鉱, Cv: 銅藍。

1) 伊藤建三, 竹内常彦, 南部松夫, 地質, 58, 262, 1952.



380°C (50hr 加熱) が求められている。

(2) 黄銅鉍および斑銅鉍の二次変化 本鉍床の地表に近い部分の鉍石は著しい酸化および二次富化を受けているが両者の分帯は明瞭を欠く。二次鉍物としては輝銅鉍・斑銅鉍・銅藍・アイダ鉍・珪孔雀石・胆礬および針鉄鉍が存在する。

黄銅鉍の粒間および割目は通常輝銅鉍と銅藍によつて交代され、これらの内側の黄銅鉍の1部は分解して、1方向に配列する葉片状のアイダ鉍を分裂させている。また稀に格子状あるいは脈状をなすこともある。第2図-aに葉片状ないし脈状をなすアイダ鉍が、割目より輝銅鉍と銅藍に交代されている状態を示した。つまり中心部から外方に向けて未変化黄銅鉍→アイダ鉍化黄銅鉍→輝銅鉍・銅藍の順に配列し、黄銅鉍がアイダ鉍を経て、輝銅鉍・銅藍に変化したことを示している。また斑銅鉍が富化される場合も、ほぼ黄銅鉍の場合と同様な共生関係を示すアイダ鉍が認められる。

(3) アイダ鉍の鏡下の性質 三池鉍床のアイダ鉍と初成斑銅鉍の鏡下の性質を第1表に示した。この表で明かなように、両者の反射色および硬度はほぼ同じである。しかし斑銅鉍には反射多色性および異方性が認められないのに対し、アイダ鉍は両者共に極めて顕著である。すなわち後者の反射色は紅橙色ないし赤褐色から橙灰色まで変化し、かつ十字ニコル下では、4回明瞭に消し、45°の位置では青緑色より青灰色に変る。また腐蝕試験において、斑銅鉍はHNO<sub>3</sub>およびKCNと顕著に反応するが、アイダ鉍は殆んど侵されない。このような性質は Ramdohr<sup>1)</sup>, Orcel<sup>2)</sup>, Frenzel<sup>3)</sup>らの結果とよく符合する。

(4) 異方性斑銅鉍 この鉍床の鉍石には黄銅鉍および斑銅鉍を交代して、二次的斑銅鉍が存在することは前述の通りである。二次斑銅鉍は鏡下で通常等方性を示すが、稀に種々の程度の異方性が認められる。しかし後者においても腐蝕試験は等方性斑銅鉍と全く同様で、この点でアイダ鉍と区別される。

このような斑銅鉍の1部に鏡下で異方性が認められることは周知の事実で、本邦では中

第1表 八久和鉍山産斑銅鉍とアイダ鉍の鏡下の性質の比較

				斑 銅 鉍	ア イ ダ 鉍
化 学 組 成 結 晶 射 多 色 度 性 硬 度 反 射 多 色 性	射 多 色 度 性	反 射 多 色 度 性	反 射 多 色 度 性	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub> 等 軸 紅褐色 B 認められない 殆んどない	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>6</sub> 六 方 褐橙色 L 顕 著 甚だ顕著
腐蝕試験	HNO <sub>2</sub>	(1:1)		直ちに発泡、灰褐色に変ずる	徐々に褐色化、又は犯されない
	HCl	(1:1)		反応しない	反応しない
	KCN	(20%)		黒褐色に変る	僅かに変色する
	FeCl <sub>3</sub>	(20%)		淡褐色に変色する	多色褐色に変る
	HgCl <sub>2</sub>	(5%)		反応しない	反応しない
	KOH	(40%)		殆んど反応しない	殆んど反応しない

1) Ramdohr, P., 前出。

2) Orcel, J., 前出。

3) Frenzel, G., 前出。

野長俊<sup>1)</sup>によつて、生野鉾山産の異方性斑銅鉱の記載がなされている。しかし生野鉾山のものの腐蝕試験は普通の斑銅鉱とよく一致し、この点からアイダ鉱に属さない。

また他方、結晶構造は、はじめ、人工試料についての Lundqvist および Westgren<sup>2)</sup>の研究によつて、等軸晶系、空間群  $Fd3m$ ,  $a=10.93\text{\AA}$  であることが述べられ、Tunell および Adams<sup>3)</sup> は Carn Brea Mine 産の単結晶を研究し、等軸晶系,  $a=32.81\text{\AA}$  という結果を得ている。また Frueh<sup>4)</sup> は Bristol 産の単結晶を研究し、斜方晶系,  $a=b=21.94\text{\AA}$ ,  $c=10.97\text{\AA}$  という結果を得、これを加熱すると、 $170\sim 220^{\circ}\text{C}$  で等軸晶系,  $a=10.97\text{\AA}$  に転移することを報告した。つまり斑銅鉱には高温型と低温型があり、両者は order-disorder の関係にあることを示した。最近 Donnay, Donnay および Kullerud<sup>5)</sup> は Coppar Corp. Mine 産の単結晶を取扱つて、等軸晶系、空間群  $Fd3m$ ,  $a=21.94\pm 0.06\text{\AA}$  のものと、斜方晶系  $a=b=21.90\pm 0.06\text{\AA}$ ,  $c=10.95\pm 0.03\text{\AA}$  のものが混在することを明かにした。これらの研究によつて、低温性斑銅鉱には少なくとも結晶構造の異なる3種のものが存在することが判明した。(Lundqvist らの研究は弱い廻折線の吟味が不確実なため、多少疑問視されている。)

第2表 アイダ鉱のX線粉末廻折線

山形県八久和鉾山		Tavis Township, Algoma Dist., Ontario. Frenzel (1959)		
d(Å)	I	d(Å)	I	hkil
3.37	s	3.35	s s	10 $\bar{1}$ 0
3.22	s	3.20	s s	10 $\bar{1}$ 1
3.06	v s	3.05	s t	10 $\bar{1}$ 2
3.03*	v s			
2.97	v w			10 $\bar{1}$ 3
2.82	m	2.81	m/s	0006
2.69	m	2.68	m/s	10 $\bar{1}$ 4
1.93	m	1.92	m	11 $\bar{2}$ 2
1.86	s	1.85	s/m	11 $\bar{2}$ 3
1.64	s	1.636	s s	20 $\bar{2}$ 3
1.60*	v s			
1.57	v w	1.571	s	20 $\bar{2}$ 4
1.32*	m			
1.20	s	1.205	s s	000.14
1.11	s	1.108	s s	30 $\bar{3}$ 3
1.08	s	1.080	s s/s	20 $\bar{2}$ .12
1.07	v w			

\* : 黄銅鉱の廻折線

- 1) 中野長俊, 岩鉱, **10**, 136~140, 1933.
- 2) Lundqvist, D. and Westgren, A., Arkiv for kemi, Mineralogie och Geologi, **12B**, 1~6, 1936.
- 3) Tunell, G. and Adams, C.E., Am. Minerl., **34**, 824~829, 1949.
- 4) Frueh, A.J., Am. Minerl., **35**, 185~192, 1950.
- 5) Donnay, G., Donnay, J.D.H. and Kullerud, G., Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory for 1957~1958, 248~249.

したがって、低温生成物である二次斑銅鉱に異方性が認められるのは甚だ合理的というべきであろう。本鉱床の異方性斑銅鉱とアイダ鉱の晶出の前後関係は明瞭を欠くが、恐らく、前者が先行したものであろう。

(5) X線粉末廻折像 三池鉱床のアイダ鉱は黄銅鉱および斑銅鉱等と密に共生しているため、これのみ取出して、化学組成を吟味することには、いまだ成功していない。いまアイダ鉱と黄銅鉱の面積比がほぼ 40:60 の試料のX線粉末写真から求めた面間距離および比較濃度は第2表に示すごとくである。条件は半径 30.25mm のカメラを用い、対陰極は鉄、電圧 35kV、電流 6mA である。この結果は同表に併記した Frenzel<sup>1)</sup> が与えた Tavis Township 産アイダ鉱の結果とよく一致する。なお本表中の印を付したものは混入している黄銅鉱の廻折線である。

### 3. 本邦のその他の産地のアイダ鉱

本邦には上北鉱山および前記八久和鉱山の外、8 鉱山からアイダ鉱の産出が知られた。しかしいずれの場合も、他の Cu-Fe-S 系鉱物中に微量体として産するため、反射顕微鏡下の性質によつて同定されたものである。以下これらについて略述する。ただし、アイダ鉱を産する鉱山の多くは小坂・花岡両鉱山のごとく、既知のものであり、かつ筆者ら<sup>2)</sup> が既に報告した方輝銅鉱の産地と重複しているので、本文でアイダ鉱・鉱石の詳細な記載は省略する。

(1) 山形県赤山鉱山産アイダ鉱 本鉱山は上ノ山に位置する。この鉱床は第3紀中新世に属する凝灰岩および流紋岩中の弱線にそう鉱染ないし網状銅鉱床で、鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・斑銅鉱および石英を主とし、かつ少量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱・四面安銅鉱および硫蒼鉛銅鉱を伴っている。鉱床上部には酸化帯および二次富化帯が巻達し、両者は赤銅鉱・孔雀石・藍銅鉱で、後者は輝銅鉱・銅藍・方輝銅鉱などで特徴づけられている。また斑銅鉱の一部には離溶による格子状黄銅鉱が含まれている。

アイダ鉱は二次富化帯の黄銅鉱中に葉片状・格子状および脈状を示すもの (巾 0.01~0.003mm、長さ 0.1~0.3mm 程度)、離溶による斑銅鉱-黄銅鉱格子状共生体のうち斑銅鉱を優先的に交代しているもの (第2図-b, 写真ではアイダ鉱が斑銅鉱よりやや暗く撮っている)、および方輝銅鉱・輝銅鉱および銅藍に伴つて、斑銅鉱および黄銅鉱を不規則に交代するものの3種が認められる。なお、本鉱床の鉱石および斑銅鉱-黄銅鉱格子状共生体の加熱実験は、すでに筆者ら<sup>3)</sup> および荳木浅彦・山江徳載<sup>4)</sup> によつて述べられている。

(2) 山形県王者峰鉱山産アイダ鉱 東田川郡朝日村にあり、前記八久和鉱山の南方約 3.5kmに位置する。鉱石は<sup>5), 6)</sup> は初成鉱石鉱物として黄銅鉱・方鉛鉱および硫蒼鉛銅鉱が存在し、二次鉱物として輝銅鉱・方輝銅鉱・銅藍・斑銅鉱・アイダ鉱・赤銅鉱・自然銅・

1) Frenzel, G., 前出。

2) 竹内常彦, 南部松夫, 選研集, 11, 211~216, 1955。

3) 竹内常彦, 南部松夫, 地質, 56, 250, 1950, 鉱物と地質, 4, 172~176, 1951。

4) 荳木浅彦, 山江徳載, 岩鉱, 34, 29~39, 76~87, 1950。

5) 渡辺万次郎, 岩鉱, 19, 241~248, 1938。

6) 竹内常彦, 南部松夫, 鉱物誌, 1, 374~379, 1956。



孔雀石および針鉄鉱が認められる。

アイダ鉱は巾 0.05mm 内外の脈状をなして、黄銅鉱を貫いている。またこのアイダ鉱は輝銅鉱・方輝銅鉱および銅藍に交代され、輝銅鉱中に不規則な粒状として、黄銅鉱や二次斑銅鉱と共に包有されることもある (第2図-c)。

(3) 福島県与内畑鉱山加納鉱床産アイダ鉱 耶麻郡熱塩加納村に位置する。緑色凝灰岩中に胚胎する黒鉱鉱床で、鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・石英・方解石・重晶石・石膏および硬石膏よりなっている。露天掘跡の黄銅鉱は輝銅鉱・銅藍およびアイダ鉱で二次富化されている。アイダ鉱は巾 0.01~0.04mm 程度の脈状および葉片状をなして黄銅鉱に含まれている。

(4) 秋田県小坂鉱山産アイダ鉱 本鉱は元山鉱床の露天掘跡の二次富化帯より見出された。すなわち、この部分の黄鉄鉱は輝銅鉱・方輝銅鉱およびアイダ鉱で富化されて青黒色鉱となつている。アイダ鉱は上記二次鉱物と密雑して 0.01~0.06mm 大の不規則粒として含まれる。

(5) 秋田県花岡鉱山産アイダ鉱 本鉱山のアイダ鉱は2種類の産状を示す。1つは堂屋敷鉱床にみられるように、斑銅鉱および輝銅鉱を主とし、多少の閃亜鉛鉱・方鉛鉱および黄鉄鉱を含む鉱石の斑銅鉱の中に不規則粒状 (0.01mm 内外) をなして含有される。この鉱石は二次富化を受けていないので、アイダ鉱は初成的に晶出したものであろう。他の1つは同じ鉱床の二次富化を顕著に受けた鉱石中にみられるもので、黄銅鉱の分解物として、巾 0.02mm 程度の葉片状をなしている。

(6) 静岡県河津鉱山産アイダ鉱 本鉱山の掛橋鉱床の1部には斑銅鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱を主構成鉱物とする鉱石があり、アイダ鉱はこのような鉱石が二次富化を受け、輝銅鉱・方輝銅鉱・銅藍の集合体と化した部分の斑銅鉱および黄銅鉱の分解物として、0.1~0.01mm 大の粒子または巾 0.01mm 内外の葉片状および脈状をなしている。

(7) 青森県天下森鉱山産アイダ鉱 本鉱山は下北郡川内村に位置する。鉱床は第3紀中新世に属する緑色凝灰岩・流紋岩および安山岩中に賦存する黒鉱鉱床および黄鉄鉱—黄銅鉱—石英脈よりなっている。黒鉱の初成鉱石鉱物は黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱および方鉛鉱よりなり、アイダ鉱は二次富化された黄銅鉱中に巾 0.1~0.05mm の葉片状または脈状をなしている。二次鉱物としては他に輝銅鉱・方輝銅鉱および銅藍がある。

(8) 福島県入山鉱山産アイダ鉱 鉱山は石川郡平田村に位置する。花崗岩と古生層中の石英岩の接触部に胚胎する小規模の接触交代鉱床で、鉱石は斑銅鉱・黄銅鉱・柘榴石および石英よりなっている。また斑銅鉱中には離溶による格子状黄銅鉱を多量に含んでいる。鉱石は地表部で著しい二次富化を受け、稀に斑銅鉱—黄銅鉱格子状共生体のうち、前者が優先的にアイダ鉱によつて交代され、第2図-d に示したようなアイダ鉱—黄銅鉱の格子状共生体を生じている。

#### 4. 本邦産アイダ鉱の成因と共生関係

筆者らがさきに述べた上北鉱山の orange bornite および本文で記述した9鉱山のアイダ鉱によつて明かなように、本邦のアイダ鉱は鉱液から初成的に晶出したものと鉱床の露天化作用に基くものの二者に大別される。

前者に属するものは上北鉱山第2上ノ沢鉱床および花岡鉱山堂屋敷のもので、何れも黒

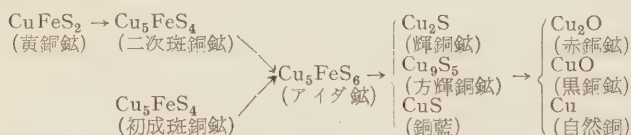
鉄中の初成斑銅鉄中に不規則小粒として含まれ、かつ上北鉄山の場合は稀に輝銅鉄および硫砒銅鉄の中にも含まれる。黒鉄鉄床は、これまで、交代鉄床とする説が支配的であつたが最近になって、母岩と同成的な鉄床ととく説も出されている。しかし何れにしても低温・低圧下で形成したことについては異論がないであろう。アイダ鉄は前記黒鉄鉄床の、しかも末期の晶出物として、斑銅鉄・輝銅鉄などと共に産出していることは、この鉄物の晶出条件を知る上で注目に値しよう。

上記 2 鉄山をのぞいた 8 鉄山のアイダ鉄はいづれも 鉄鉄床の酸化帯 および 二次富化帯に他の二次鉄鉄物と密雑し、あるいはこれと極めて接近して産し、不変帯には認められない。したがつて、この場合は鉄石の露天化作用に基くものと考えられる。露天化作用によるアイダ鉄の出来方には大凡 2 つの様式が考えられ、それぞれ、特徴的な共生組織を示している。

その一つは斑銅鉄・黄鉄鉄の二次的分解物として存在する場合である。この場合のアイダ鉄は単独で葉片状・格子状ならびに脈状を示し、稀にレンズ状・粒状をなすこともある。他の一つは二次的斑銅鉄・輝銅鉄・方輝銅鉄・銅藍などと密雑して他鉄物の粒間や割目より交代する場合である。この好例は前記小坂鉄山に認められる。

斑銅鉄と黄鉄鉄の共生体がアイダ鉄化される場合には前者の方が比較的容易で、赤山・入山両鉄山で認められたアイダ鉄—黄鉄鉄の格子状組織は、この性質の反映と考えられる。

斑銅鉄と黄鉄鉄の酸化過程はアイダ鉄・Cu-S 系鉄物・Cu-O 系鉄物の順であることは既述によつて明かであろう。しかし黄鉄鉄中に葉片状ないし脈状をなして含まれる二次的斑銅鉄の 1 部のものは、しばしばアイダ鉄化されている。したがつて、両者の酸化過程はつぎのように模式化されよう。



ただし、二次斑銅鉄およびアイダ鉄が、これらの酸化過程の中間生成物として不可欠であるのか、あるいは、これらが直接 Cu-S 系鉄物に変化する場合もあるのかは、今後更に多数の例について再吟味することが必要である。

## 5. 要 約

本邦の 10 鉄山よりアイダ鉄を見出し、この鉄物の成因を次の 3 種に区別した。

- 初成的に晶出したもの … 例 上北鉄山第 2 上ノ沢鉄床、花岡鉄山堂屋敷鉄床。
- 露天化作用によるもの

- 斑銅鉄・黄鉄鉄の分解物として存在するもの …… 例 八久和鉄山、外多数。
- 交代性鉄物として存在するもの …… 例 小坂鉄山。

かつ上記成因別によつて、それぞれ特徴的な共生組織を有することを述べた。

## 残島産粗面安山岩中の晶洞雲母

Druse mica in trachyandesite from Nokonoshima  
Island, Fukuoka Prefecture

応 地 善 雄 (Yoshio Ōji)\*

## 1. 緒 言

山陰及び北九州地域のアルカリ玄武岩中には黒雲母が末期晶出鉱物として多量にふくまれていることがある。又、晶洞鉱物として多量にみられる場合があり、下関市六連島粗面玄武岩の晶洞雲母は早くから知られ、既に神津ら<sup>1), 2)</sup> によつて詳細に報告されている。筆者は福岡市残島の粗面安山岩の晶洞雲母を分離し、化学分析を行なつたのでその結果を報告する。この実験は東北大学理学部岩鉱教室に於て行なつた。御指導を賜つた河野義礼教授に深謝する。

## 2. 産 状

残島は博多湾の中にある小島で緑色片岩、花崗閃緑岩及び第三紀層よりなる基盤をおおつて、第四紀アルカリ玄武岩が流出している。

アルカリ玄武岩類は下部より、チタン輝石橄欖石粗面玄武岩、チタン輝石橄欖石角閃石粗面玄武岩及び角閃石含有チタン輝石橄欖石粗面安山岩に分類される。晶洞雲母はこれらの中、最上部の粗面安山岩の多孔質な部分に最も多量に含まれる。本岩は暗灰色流理を示す細縞が発達し角閃石が認められる。鏡下で、斑晶として橄欖石 ( $2V\alpha=84^\circ\sim 78^\circ$ ,  $Fa_{25}\sim 38$ )、チタン輝石(稀) ( $2V\gamma=51^\circ$ ) 及び角閃石がある。

角閃石は不規則柱状、オパサイト縁を有し内部は全く分解して石基斜長石、アノソクレーズ、チタン輝石、黒雲母の微細な集合物に変じている。石基は斜長石 ( $\gamma=1.568$ ,  $\alpha=1.553$ ,  $An_{60}\sim 48$ )、カリ斜長石、アノソクレーズ、橄欖石 ( $2V\gamma=73^\circ$ ,  $Fa_{47}$ )、チタン輝石 ( $2V\gamma=46^\circ\sim 42^\circ$ ,  $\beta=1.707\sim 1.711$ ) 及び副成分鉱物として、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、磷灰石、黒雲母より構成されている。

晶洞雲母はこの岩石の流理間隙に多量に生じており、その他小球状孔隙中にも見出される。その産状は六連島産粗面玄武岩中の雲母と同様である。大きさ 0.3mm 以下、褐色、磁鉄鉱を包有する。 $\gamma_{max}=1.596$ ,  $2V\alpha=0$ 。晶洞鉱物としては他に褐色角閃石、チタン鉄鉱及び沸石が認められる。太田<sup>3)</sup> によれば紫蘇輝石をも含む様である。

\* 福岡学芸大学福岡分校地学教室

1) Kōzu, S. and Yoshiki, B., Proc. Imp. Acad. Japan, 9, 265~268, 1933.

2) 神津徹祐, 鶴見志津夫, 岩鉱, 5, 155~166, 1931.

3) 太田良平, 岩鉱, 42, 285~287, 1958.

第1表 残島産晶洞雲母の化学組成

	wt. %	Mol. prop.	Atomic ratio as O=10	
SiO <sub>2</sub>	39.99	666	Si	2.95
TiO <sub>2</sub>	3.45	44	Ti	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.86	106	Al	0.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	16	Fe <sup>'''</sup>	0.14
FeO	7.77	108	Fe <sup>''</sup>	0.48
MnO	0.17	2	Mn	0.01
MgO	19.55	489	Mg	2.17
CaO	0.17	3	Ca	0.01
Na <sub>2</sub> O	1.28	21	Na	0.19
K <sub>2</sub> O	8.35	89	K	0.79
H <sub>2</sub> O+	4.33	241	OH	2.14
H <sub>2</sub> O-	1.24	—		
Total	99.80			

第2表 アルカリ岩中の雲母の化学組成と屈折率

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	39.99	40.11	33.60	36.12
TiO <sub>2</sub>	3.45	3.86	5.79	8.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.86	9.89	14.47	12.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	3.20	7.00	2.21
FeO	7.77	7.40	11.20	15.40
MnO	0.17	0.11	0.30	t.r
MgO	19.55	19.99	11.56	12.15
CaO	0.17	none	2.39	1.82
Na <sub>2</sub> O	1.28	2.61	0.41	1.15
K <sub>2</sub> O	8.35	9.05	8.29	6.40
H <sub>2</sub> O+	4.33	2.46	3.12	4.03
H <sub>2</sub> O-	1.24	1.08	2.00	0.96
F		0.29		
Total	99.80	100.05	100.13	100.69
O = F		- 0.12		
γ	1.596	1.605	1.659	1.657
分析者	応 地	鶴 見	八 木	八 木

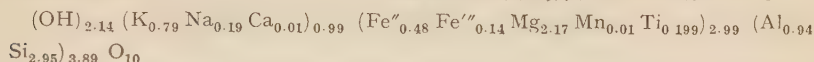
1. 晶洞金雲母, 粗面安山岩, 残島
2. 晶洞アノマイト式雲母, 粗面玄武岩, 六連島
3. チタン黒雲母, 粗粒玄武岩 No. 607, 諸津
4. チタン黒雲母, モンゾニ岩 No. 1305G, 諸津

### 3. 化学組成

化学分析を行なった雲母は先づビンセットで母岩より摘出し、水樋、乾燥後、双眼顕微鏡下で不純物を取除き、分析に供した。その結果は第1表に示す如くである。この表に見る如く、本雲母は Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 及び Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO に乏しく、MgO にとんでおり、金雲母に



近い組成を示している。O=10 として、本雲母の化学式を算出すると次の様になる。



これは金雲母の理論式  $(\text{OH})_2 \text{KMg}_3 (\text{AlSi})_4 \text{O}_{10}$

を略満足している。

#### 4. 他地域産雲母との比較

本邦のアルカリ岩中の雲母の化学組成を比較するために第2表に六連島産礫礫石組面玄武岩<sup>1)</sup>中の晶洞雲母、樺太諸津のアルカリ粗粒玄武岩及びモンゾニ岩中のチタン黒雲母<sup>2)</sup>の化学分析値と屈折率を示した。六連島の雲母は従来アノマイト式雲母として報ぜられている。これら二つの晶洞雲母の化学組成を比較すると、大体よく一致した組成を示している。しかし、残島のものは  $\text{Al}_2\text{O}_3$  と  $\text{H}_2\text{O}$  が明らかに多く、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  は顕著に少い値を示している。又諸津地方のチタン黒雲母と比較すると、残島及び六連島のものは  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  が明らかに多く、 $\text{H}_2\text{O}$  を除く他の成分はむしろいちじるしく少い。とくに  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$  についての差異は大きい。屈折率についても残島及び六連島のものは諸津地方のものに比べて低い値を示しているが、これは  $\text{TiO}_2$  及び  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  の含有量の少いことに起因するものであろう。

上述の如く、山陰及び北九州アルカリ玄武岩中に晶洞鉱物としてだけでなく、石英中に比較的多量の黒雲母がふくまれている。これらの両者の間に、残島及び六連島の晶洞雲母と諸津地方のアルカリ岩中に見られる様な顕著な相異が存在するかどうかは極めて興味あることである。一方、青木<sup>3)</sup>は宍岐島附近のアルカリ岩中の雲母をチタンにとむチタン黒雲母であろうと推定している。これらの問題については尙将来検討したい。

1) 神津俣祐，鶴見志津夫，前出，1931.

2) Yagi, K., Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 786~787, 1953.

3) Aoki, K., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 280, 1959.

## 長崎県口ノ津附近の玄武岩類

Basalts in the vicinity of Kuchinotsu, Nagasaki Prefecture

山 本 敬 (Takashi Yamamoto)\*

## 1. は し が き

島原半島の南端、長崎県南高来郡口ノ津町附近には新第三紀層を貫いて噴出した玄武岩類が露出する。この附近の地質および岩石についてはこれまで駒田<sup>1)</sup>、Ogawa および Homma<sup>2)</sup>、井上<sup>3)</sup>らの研究が知られている。駒田によれば、当地域玄武岩は雲仙火山活動の先驅をなして第三紀末ないし第四紀初期に噴出したもので、口ノ津町愛宕山、鳳上岳、上原および上平崎に分布する。筆者はこれら玄武岩類について野外調査および顕微鏡的並びに化学的研究を試みた。その概要を述べる。

## 2. 地質および岩石

口ノ津町附近の地質は主として古第三紀層および新第三紀層、これを貫き被覆する玄武岩類、角閃石珪岩より構成される。

**玄武岩類** 本地域附近の玄武岩類には 1) ソレアイト質かんらん石玄武岩 2) アルカリかんらん石玄武岩の2種が認められる。

地質図(第1図)に示すごとく口ノ津町早崎附近に露出する玄武岩類はソレアイト質玄武岩であり、愛宕山、鳳上岳および上原附近のものはアルカリかんらん石玄武岩であつて、前者は後者に比較してその分布は狭小である。ソレアイト質かんらん石玄武岩熔岩とアルカリかんらん石玄武岩熔岩との間の直接の関係は認められない。しかし口ノ津町西方附近の礫層中に含有される玄武岩礫は下方部においては主としてソレアイト質玄武岩であり、上部はアルカリかんらん石玄武岩礫が多く含有されている。又地形より推してもソレアイト質玄武岩がアルカリ質玄武岩より早期に噴出したものと考えられる。

## 3. 玄武岩類の岩石学的記載

1) ソレアイト質かんらん石玄武岩 本岩は口ノ津町早崎半島一帯に新第三紀層を貫き、これを被つて噴出した熔岩流として露出する。岩石は肉眼的に灰色ないし暗黒色を呈し、斑晶としてかんらん石が認められる。

鏡下では、主として多量の短冊状斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱よりなりオフィテック石理を呈する石基中にかんらん石を斑晶として浮べ局所的にまれに

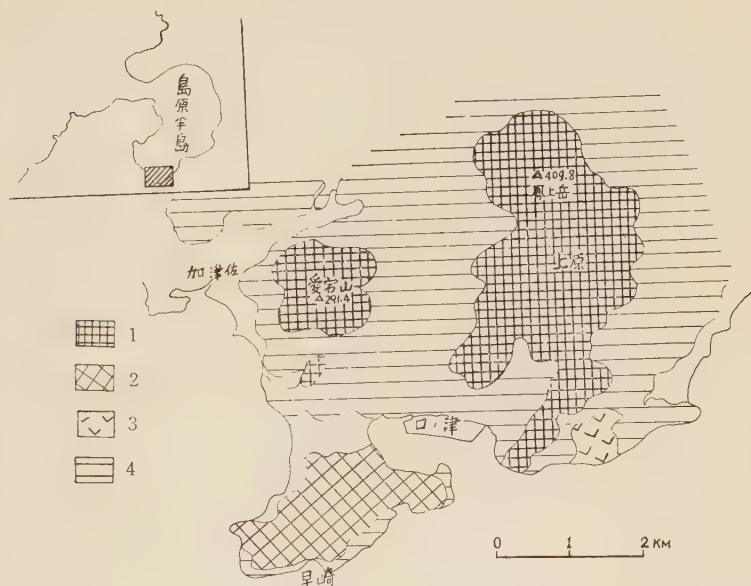
\* 九州工業大学鉱山学教室

1) 駒田玄久雄, 地質, **20**, 150~162, 1913; 震予, **84**, 1~102, 1916.

2) Ogawa, T. & Homma, F., The geology of Unzen volcanoes, guide book of excursions 3, Pan-Pac. Sci. Cong. Tokyo, 1926.

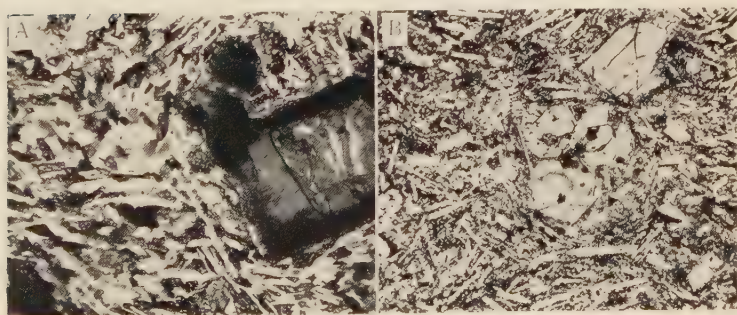
3) 井上正明, 福岡学大紀要, No.3, 1953.

第1図 ロノ津附近地質図



- |                 |                   |
|-----------------|-------------------|
| 1. アルカリかんらん石玄武岩 | 2. ソレアイト質かんらん石玄武岩 |
| 3. 角閃石珩岩        | 4. 第三紀層           |

第 2 図



- A : ソレアイト質かんらん石玄武岩、口ノ津町早崎、 $\times 37$   
 B : アルカリかんらん石玄武岩、口ノ津町愛宕山、 $\times 37$

輝石をも斑晶として含有する (第2図)。

**斑晶** かんらん石は  $2 \times 1.5 \text{ mm}$  以下部分的には可成り多量含有される。殆んど大部分イデイングス石化および蛇紋石化作用を受けている。(+)  $2V = 88^\circ \sim 80^\circ$ ,  $Fa 18 \sim 34$ , か

かんらん石結晶の周辺は殆んど常に粒状の石基単斜輝石によつて囲まれている。

普通輝石は大きさ  $0.6 \times 0.5 \text{ mm}$ 、淡緑ないし淡褐色。 $c \wedge Z = 45^\circ$ ,  $(+)$   $2V = 58^\circ \sim 52^\circ$

**石基** 石基は多量の短冊状斜長石, 多量の普通輝石, ビジオン輝石, 紫蘇輝石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, グラスおよびアノソクレスよりなりオフィテック石理を呈する。

斜長石は  $n_1 = 1.566 \sim 1.558$ ,  $An_{72} \sim An_{56}$ 。単斜輝石として普通輝石および少量のビジオン輝石が認められ, 時に後者が核をなし前者がその周辺をなす累帯構造を示す。普通輝石は淡緑ないし淡黄褐色,  $c \wedge Z = 42^\circ \sim 40^\circ$ ,  $(+)$   $2V = 45^\circ$ , ビジオン輝石は  $c \wedge Z = 37^\circ \sim 33^\circ$ ,  $2V = 0^\circ$

紫蘇輝石はまれに含有される。磁鉄鉱は直径  $0.02 \text{ mm}$  以下, 六面体又は粒状結晶で多量含まれる。アノソクレスは少量, 間隙充填的に晶出しているのが認められ, また僅かのグラスを含有する。

以上の他に局部的に黒雲母, 角閃石が含有されることがある。なお捕獲結晶としてまれに石英を含有する。又花崗岩質捕獲岩が認められる。

2) アルカリかんらん石玄武岩 本岩は口ノ津町北東方の鳳上岳 ( $409.8 \text{ m}$ ), 上原附近および北西方の愛宕山 ( $291.4 \text{ m}$ ) において新第三紀層を貫き, これを被つて露出する。

岩石は肉眼的に淡灰色ないし暗灰色を呈し, 緻密である。斑晶として多量のかんらん石が認められる。肉眼的には前述のソレアイト質玄武岩に比較して一般にかんらん石が多い。鏡下に, 斑晶として多量のかんらん石およびかなり多量の単斜輝石が認められる (第2図B)。

**斑晶** かんらん石は長径  $2.8 \text{ mm}$  以下, 普通は  $0.8 \text{ mm}$  程度が最も多い。殆んど大部分が蛇紋石化およびイデングス石化されている。 $(+)$   $2V = 89^\circ \sim 86^\circ$ ,  $Fa_{16} \sim 25$ 。単斜輝石には普通輝石およびチタン輝石が認められる。普通輝石は長径  $2.5 \text{ mm}$  以下, 淡緑色,  $c \wedge Z = 44^\circ$ ,  $(+)$   $2V = 58^\circ \sim 55^\circ$ 。チタン輝石は淡緑褐色,  $(+)$   $2V = 55^\circ \sim 53^\circ$ ,  $\beta = 1.690$

**石基** 愛宕山附近に露出する玄武岩と鳳上岳, 上原附近におけるものとを比較すると両者の間には石基の構造および鉱物組成をやゝ異にする。すなわち前者では石基は間粒構造を呈し, 主として多量の斜長石, 多量の単斜輝石, かんらん石, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱よりなりまれに角閃石を含有し, 少量のアノソクレス, 暗褐色のグラスを含む。

鳳上岳, 上原附近のものは前者に比較してやゝ粗粒で, オフィテック石理を示す。構成鉱物では角閃石および褐色のグラスが認められない。

#### 4. 化学的性質

第1表に当地域玄武岩類の化学組成を示した。

No. 1 は口ノ津町早崎のソレアイト質かんらん石玄武岩, No. 2 および No. 3 はそれぞれ愛宕山および上原産のアルカリかんらん石玄武岩である。表から明らかな如くソレアイト質かんらん石玄武岩とアルカリかんらん石玄武岩との間には可成り明らかな差異が認められる。すなわち前者は後者に比し珪酸にとみ, アルカリに乏しい。従つてノルムでは前者は珪酸に過飽和であるが後者は不飽和である。

次にアルカリかんらん石玄武岩のなかでも愛宕山産と上原附近に露出するものの間には鉱物組成に差が見られた如く化学成分においても多少の差異が認められる。すなわち上原産の岩石は愛宕山産のものに比較してやゝ珪酸分が多く, 鉄およびマグネシヤに乏しい。



Table 1. Chemical composition of basalts in the vicinity of Kuchinotsu, Nagasaki Pref. (Analyst, T. Sakagi)

No.	1	2	3
SiO <sub>2</sub> .....	52.79	48.81	51.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13.97	14.94	15.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4.60	3.32	3.28
FeO .....	5.84	7.71	6.18
MgO .....	7.81	9.61	7.66
CaO .....	8.97	9.13	9.01
Na <sub>2</sub> O .....	2.84	3.11	3.17
K <sub>2</sub> O .....	0.42	1.04	1.32
H <sub>2</sub> O(+) .....	0.90	0.51	0.44
H <sub>2</sub> O(-) .....	0.66	0.40	0.48
TiO <sub>2</sub> .....	1.43	1.53	1.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.18	0.34	0.36
MnO .....	0.15	0.20	0.20
Total	100.56	100.65	100.52

1. Tholeiitic olivine basalt, Hayaki, Kuchinotsu.
2. Alkali olivine basalt, Atago-yama, Kuchinotsu.
3. " , Uehara.

しかしアルカリその他については殆んど差異が認められない。

## 5. 成 因

本地域附近ではソレアイト質 かんらん石玄武岩マグマと アルカリ かんらん石玄武岩マグマの二種のマグマが活動しており、前者が後者よりも先に噴出したものと考えられる。これら両種のマグマには 当然密接な関係があつたものと考えられるが 野外において直接それらの証拠をつかむことは出来ない。

久野<sup>1)</sup> らがハワイのマグマにおける分化を論じた如くソレアイトマグマと アルカリかんらん石マグマの両種のマグマは それぞれ別別の地殻の 選択的再熔融によつて 生成せられたものとする直接の証拠は本地域の場合には得られない。

すでに述べた如く早崎附近のソレアイト質 かんらん石玄武岩中には 石英捕獲結晶が認められ、また花崗岩質捕獲岩を含有することより判断して杉<sup>2)</sup> や富田<sup>3)</sup> が考えているように恐らくソレアイト質かんらん石玄武岩は アルカリ かんらん石玄武岩マグマが 花崗岩類を混成同化することによつて生じたものと考えられる。

- 1) Kuno, H., et al., Jap. Jour. Geol. Geogr., **28**, 179~218, 1957.
- 2) Sugi K. Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., (D) **1**, 69~90. 1942.
- 3) 富田達, 鈴木醇教授還暦記念論文集, 193~211, 1958.

## 日高幌満川流域の橄欖石斑輝岩・橄欖石ノーライト (II)

Olivine gabbro, olivine norite in the vicinity of Horoman River in Southern Hidaka metamorphic zone (II)

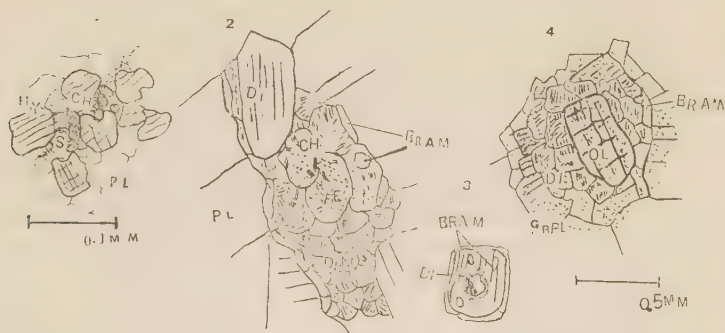
浅井 宏 (Hiroshi Asai)\*

**5 褐色角閃石—単斜輝石ノーライト** 本岩は褐色角閃石—メラクロン石斑輝岩に伴われる細粒～中粒の岩石でレンズ状、岩脈状になって橄欖石斑輝岩中に産する。斜長石 (59.8%), 輝石 (斜方輝石: 単斜輝石 = 4:1) (35.7%), 褐色角閃石 (30%), 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 (1.0%), 緑色スピネル, 緑泥石 (0.5%) より成る。中粒～細粒の粒状構造に近く輝緑岩構造或は準輝緑岩構造は観察されない。斜長石: An % 31, 35, 38, 45, 47, 48 を示す。小型の斜長石は An<sub>65</sub>, An<sub>66</sub> を示している。いずれも汚染後の新鮮化の現象を読みとることが出来る。斜方輝石: X…淡褐色, Y…灰色, Z…淡紅褐色, (-) 2V…65°, 68°, 71°, 80°, 82°, n<sub>2</sub>…1.680。単斜輝石: X…淡緑灰色, Y…淡灰色, Z…淡緑灰色, c∧Z…38°, (+) 2V…72°, n<sub>2</sub>…1.695~1.698 を示す。褐色角閃石: X…淡灰色, Y…淡褐色, Z…淡褐色, c∧Z…16°, (-) 2V…71°~68°, n<sub>2</sub>…1.667 を示す。緑泥石, スピネル: 共伴する。輝石類が圧砕された部分に形成されている。(第5図1) 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱: 鱗片状になっていて散点する。

**6 橄欖石斑状変晶褐色角閃石斑輝岩** 本岩は、やや褐色の緻密な岩色で橄欖石斑輝岩中に岩脈状、捕獲岩状の産状を示す。更にこの岩石のなかに不規則なブール状部ができて単斜輝石、橄欖石の粗粒部と斜長石の斑状変晶ができています。このような部分のすぐ周囲は著しく粒状化している。ノーライトによく観察される短柱形状の斜長石とその間をうずめる大型の斑状変晶斜長石、同単斜輝石、同橄欖石からできている。斜長石 (59.8%), 単斜輝石 (31.7%), 橄欖石 (4.0%), 褐色角閃石 (3.0%), 磁硫鉄鉱、黄銅鉱、褐鉄鉱 (1.4%), 黒雲母 (0.1%) となつている。斜長石: 粗粒, 中粒なものがあり、いずれも An % 36, 40, 45, 56。著しく新鮮化する現象が認められる。中粒の粒状化斜長石は淡緑色角閃石とシンプレクタイトをつくる。単斜輝石: 粗粒・中粒、いずれも X…淡黄色又は淡いチョコレート褐色, Y…淡褐黄色, Z…淡いチョコレート褐黄色, c∧Z…32°, 35°, 38°, 40°, (+) 2V…48°, 51°, 53°, n<sub>2</sub>…1.695, いちじろしく汚染し破碎されている。又ブール状に密集する。褐色角閃石: 包有され (第5図2), 及び褐色角閃石に親辺部をとりまかれている (第5図3)。又破碎された部分に橄欖石斑状変晶ができています (第5図4)。橄欖石: X, Y, Z…ほとんど無色, (+) 2V…84°, 85°, 85°, n<sub>2</sub>…1.693~1.710, 粗粒なグラノブラステック構造を示す。特に斜長石単斜輝石の圧砕又は粒状化した部分に晶出する (第5図4)。この際に単斜輝石が、散する傾向にあるが、斜長石は、単斜輝石を切つて晶出し、この時にフェライトを晶出する。褐色角閃石: X…淡褐色, Y…淡褐色,

\* 北海道学芸大地学教室

第5図 橄欖石斑禰岩，同ノーライトに伴われる細・中粒塩基性岩石中の諸造岩鉱物の性状



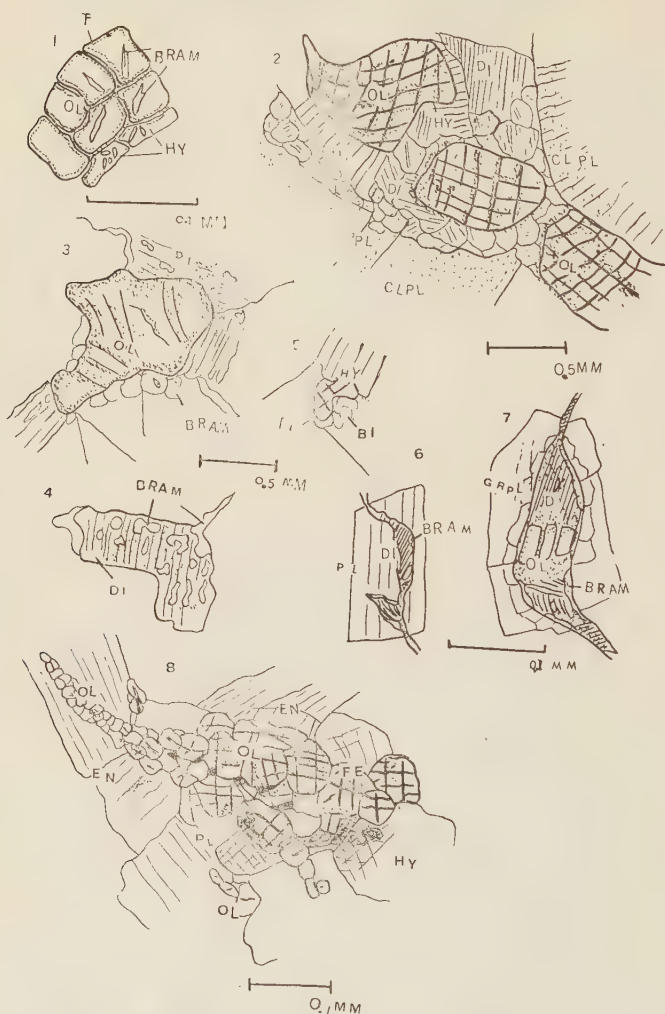
1. 褐色角閃石—単斜輝石ノーライト，2, 3, 4 橄欖石斑狀変晶—褐色角閃石斑禰岩 HY…斜方輝石，CH…緑泥石，S…スピネル，PL…斜長石，DI…単斜輝石，BRAM…褐色角閃石，FE…不透明鉱物，OL…橄欖石，GRPL…汚染再結晶斜長石。

Z…チョコレート褐色， $c\wedge Z \sim 10^\circ \sim 12^\circ$ ， $(-)$   $2V \sim 75^\circ$ ， $84^\circ$ ， $n_z \sim 1.666$ を示す。不透明鉱物：粉状のもの，鱗片状のものあり散点する。黒雲母：微晶でいずれも粒状化したものである。以上の観察から本岩石が橄欖石斑禰岩の形成される一つのメカニズムを示す岩石と考察される。中粒な褐色角閃石を有する斑禰岩質岩石ができて部分的にその内部でいちじるしく偏圧をうけた部分が粒状化の現象がおり，斜長石，単斜輝石が圧砕され，この部分に斑状変晶としての粗粒な粒状化した敷石状橄欖石が形成され，磁硫鉄鉱，黄銅鉱ができています。

## B 橄欖石斑禰岩，橄欖石ノーライト類の性状

1 橄欖石斑禰岩 粗粒，緻密，黒緑色で自形斜長石の間を縫つて，橄欖石，透輝石が岩石の形成期の偏圧帯に沿つてできている。斜長石 (71.9%)，橄欖石 (22.2%)，単斜輝石 (2.9%)，磁硫鉄鉱，黄銅鉱，フェライト (1.4%)，イデングサイト，緑泥石 (1.2%)，斜方輝石 (0.3%)，褐色角閃石 (0.1%)。斜長石：An % 35, 40, 42, 48, 56, 58, 66 で汚染したものと半自形なものがある。半自形，粗粒であるか一般に斜長石の外側の結晶面は平滑ではなく小破面が無数に連続している。また斜長石と橄欖石の接触面に直角又はこれに近い角度で斜長石の側に著るしい数葉のわれ目かできている。又橄欖石，斜方輝石，単斜輝石のじゅずつなぎ状のプールの外側の斜長石上，著るしく粒状化する傾向があることは注目される。橄欖石：半自形，他形の敷石状構造。斜方輝石，単斜輝石の内側にそれらを切つて形成されている (第6図2)。X, Y, Z…ほとんど無色， $(-)$   $2V \sim 85^\circ$ ， $(+)$   $2V \sim 82^\circ$ ， $87^\circ$ ， $88^\circ$ ， $n_z \sim 1.690 \sim 1.695$ ，部分的にイデングサイト，緑泥石を伴う。単斜輝石：いずれも敷石状密集塊でこれか橄欖石，斜方輝石に切られる。X, Y, Z…ほとんど無色， $c\wedge Z \sim 38^\circ$ ， $(+)$   $2V \sim 52^\circ$ ， $n_z \sim 1.595$ ，褐色角閃石と共存。磁硫鉄鉱，黄銅鉱，フェライト：粉状，鱗片状でいずれも鉄苦土珪酸塩鉱物が不安定になつて

第6図 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの造岩鉱物の性状



1 褐色角閃石—橄欖石ノーライト, 2 橄欖石斑輝岩, 3, 4, 5 オフィテック構造—褐色角閃石—橄欖石斑輝岩, 6, 7 含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石ノーライト, 8 メラー斜方輝石—橄欖石斑輝岩, FE…不透明鉱物, HY, EN…斜方輝石, OL…橄欖石, BRAM…褐色角閃石, DI…単斜輝石, GRPL…粒状再結晶斜長石, CLPL…汚染斜長石, PL…斜長石, BI…黒雲母。



形成される傾向がある。イデングサイト、緑泥石：前者は濃赤褐色で僅かに多色性を有し  $n_2 \cdots 1.680$ 、後者は、淡緑褐色乃至は緑色を示し  $n_2 \cdots 1.580$ 。斜方輝石：単斜輝石の粒状結晶を切つて形成され又榊櫓石に切断される。X, Y, Z…ほとんど無色、(+) $2V \cdots 70^\circ$ ,  $72^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.690 \sim 1.692$ 。褐色角閃石：X…淡褐色、Y $\equiv$ Z…やゝ濃い褐色、 $c \wedge Z \cdots 15^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.668$ 、微晶で粒状化している。以上から本岩石は通常の造岩鉱物の被覆関係と著しくその様相を異にする。特に榊櫓石の形成には先に晶出した透輝石、斜方輝石の緑泥石化、イデングサイト形成という現象と密接に伴われていること及び斜長石の粒状化の内部に斜長石を切つて鉄苔土珪酸塩鉱物が形成されている性状は注目される。

**2 褐色角閃石—榊櫓石—ノーライト** 本岩は灰緑黒色の粗粒緻密な岩石である。斜長石 (73.6%)、榊櫓石 (11.6%)、褐色角閃石 (6.1%)、斜方輝石 (5.5%)、緑泥石 (1.8%)、白雲母、黒雲母 (1.3%)、磁硫鉄鉱フェライト及びジルコン (0.1%) より成る。粗粒な自形又は半自形の斜長石の構造のなかに榊櫓石のシノウシス構造が部分的に観察される。斜長石：互に組合わさつて、自形、半自形等粒状で部分的に更に細粒になり粒状化した斜長石がある。An % 52, 58, 64, 76, 80, 82, 85。波動消光著しく榊櫓石に接して粒状化しより塩基性になる。榊櫓石：シノウシス構造を示す。外側は褐色角閃石、斜方輝石のコロナをもっている。X, Y, Z…ほとんど無色、(-) $2V \cdots 88^\circ$ , (+) $2V \cdots 85^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.695$ 、注意すべきは榊櫓石の内部に褐色角閃石の粒状化結晶を包有していることである (第6図1)。褐色角閃石：X…淡灰褐色、Y…淡褐色、Z…明るい褐色、 $c \wedge Z \cdots 22^\circ \sim 24^\circ$ , (-) $2V \cdots 88^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.660$  を示し斜長石、榊櫓石に包有され、又プール状に密集する。斜方輝石：X, Y, Z…ほとんど無色、( )  $2V \cdots 54^\circ, 64^\circ, 68^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.693$ 。緑泥石：主に榊櫓石と共伴する。淡緑色を呈する。黒雲母、白雲母：二者の関係ははつきりしない。他の有色鉱物のうちでは末期の晶出のものである。注意すべきは榊櫓石の晶出している部分に集つている。前者は X…淡黄色、Y $\equiv$ Z…淡褐色、 $n_2 \cdots 1.630$ 、後者は  $n_2 \cdots 1.620$ 。磁硫鉄鉱、フェライト、ジルコン：前者は粉状—鱗片状。後者は一般に裸出する。

**3 メラー斜方輝石榊櫓石—斑禰岩** 先述の褐色角閃石—単斜輝石ノーライトと共伴する。輝石 (単斜輝石：斜方輝石=4:1) (70.6%)、榊櫓石 (26.1%)、スピネル (1.5%)、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、フェライト (1.1%)、斜長石 (0.5%)、褐色角閃石 (0.2%) 優黒質、粗粒緻密。共伴する褐色角閃石—単斜輝石ノーライトとは不規則な境界をもつ。単斜輝石：X…淡灰色、Y…淡灰色、Z…黄灰色、 $c \wedge Z \cdots 38^\circ \sim 41^\circ$ , (+) $2V \cdots 54^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.695 \sim 1.697$ 。斜方輝石：X…淡紅灰色、Y…淡灰色、Z…淡紅褐色、(-) $2V \cdots 64^\circ$ , (+) $2V \cdots 67^\circ, 69^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.690 \sim 1.692$ 。榊櫓石：X, Y, Z…ほとんど無色、(-) $2V \cdots 84^\circ, 85^\circ, 86^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.697$ 、斜方輝石中にプール状又は小脈状になつてこれを切つてグロメロ斑状変晶をなす (第6図8)。明瞭に斜方輝石より後期の晶出であり、周囲の斜方輝石は部分的に粒状化して榊櫓石をとりかこむ。又榊櫓石の周囲は著しく粒状化した塩基性の斜長石を伴うことがある。斜方輝石のなかにこのように枝状、プール状に生成した榊櫓石に更にスピネル、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、フェライトを伴っている。スピネル、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、フェライト：常に榊櫓石と共伴する傾向がある。斜長石：An % 16, 68, 73 を示し他の鉱物の間を充填する。褐色角閃石：微晶として透輝石と共伴する傾向がある。

**4 オフィテック構造—褐色角閃石—榊櫓石斑禰岩** 斜長石 (57.8%)、単斜輝石 (23.1%)、榊櫓石 (10.5%)、褐色角閃石 (5.0%)、斜方輝石 (1.5%)、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、フ

ェライト、褐鉄鉱 (1.2%), ゆうれん石 (0.4%), スピネル (0.3%), 黒雲母 (0.2%) より成り灰黒色緻密で粗粒な岩石である。オフイテック構造をつくるが橄欖石のある部分はこの構造がない。斜長石：極めて新鮮で、斜長石の内部は不均質となる。An % 54, 56, 65, 68, 56~68, 75 を示す。橄欖石のまわりにある斜長石は破碎されるか粒状化している。単斜輝石：X…淡灰色、Y…淡紅灰色、Z…褐灰色、 $c\wedge Z$ …38°, (+) 2V…56°,  $n_2$ …1.693, 橄欖石：X, Y, Z…ほとんど無色、いちじるしく汚染していることがある (第6図3)。(+) 2V…86°~88°,  $n_2$ …1.710。褐色角閃石：単斜輝石、橄欖石、斜方輝石の周辺部か又は単斜輝石と共伴する (第6図3.4)。X…淡褐色、Y…赤褐色、Z…濃赤褐色、 $c\wedge Z$ …18°, (-) 2V…74°,  $n_2$ …1.666。斜方輝石：X, Y, Z…ほとんど無色、粒状化するものが多い。(-) 2V…56°, 60°,  $n_2$ …1.695。磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、フェライト、褐鉄鉱：散点し多くは鱗片状である。ゆうれん石：X, Y, Z…ほとんど無色、(-) 2V…22°, 25°, 28°, 褐色角閃石、単斜輝石と共伴する傾向がある。 $n_2$ …1.690。スピネル：濃緑色で粒状化して輝石、橄欖石と共伴する。部分的に結晶泥を伴う。黒雲母：粒状化して鱗片状を示している (第6図5)。X…淡褐色、Y…淡褐色、Z…やゝ濃い褐色、 $\gamma$ …1.635。

5 オフイテック構造—含橄欖石—褐色角閃石斜方輝石斑縞岩 橄欖石を有する斑縞岩中には相対的に優黒質、優白質の縞状構造をつくることがある。このような部分は両者ともオフイテック構造が発達する。そのうち優黒質の部分は本岩となっている。優白質の部分は普通にいわれるオフイテック構造斑縞岩となっている。両者が密接な関連を有していると考えられるので両者を併記して述べる。優黒質の部分は、斜長石 (63.0%)、単斜輝石 (24.0%)、斜方輝石 (5.0%)、褐色角閃石 (3.3%)、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、フェライト (2.8%)、スピネル (1.8%)、橄欖石 (0.1%) で優白質の部分は斜長石 (67.7%)、単斜輝石 (29.3%)、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、フェライト (3.0%) より成っている。前者の斜長石は、An % 38, 39, 40, 42, 45, 50, 52, 64。粒状化しているものは An % 45, 56, 57, 58, 66。いずれもペリクリン双晶が増加する。斜長石をかこむ面は、小破面で小突起が多く、平滑ではない。更に斜長石の短辺と長辺の比は小さく短矩形形状を示している。このような現象はb軸をふくむ面又はそれに近い面で斜長石が切斷されるためにおこつたものである<sup>1)</sup>。斜長石の新鮮化の程度著しく、その内部では有色鉱物、不透明鉱物が粒状化或は鱗片状化する。後者の斜長石は大型で自形性の強いものは An % 35, 38, 40, 42, 46, 68, 粒状化した斜長石は、An % 35, 38, 39, 43, 45, 52, 56, 58, 64, 68。単斜輝石：前者ではX…淡い小豆灰色、Y…淡緑褐色、Z…淡チョコレート褐色、 $c\wedge Z$ …36°, 37°, 39°, (-) 2V…51°, 52°, (100) に平行なバーテングをもつていて  $n_2$ …1.697。後者ではX…淡灰褐色、Y…灰色、Z…チョコレート褐色、 $c\wedge Z$ …41°, (+) 2V…54°~56°。斜方輝石：前者はX, Y, Z…ほとんど無色、(-) 2V…70°, 78°, 80°,  $n_2$ …1.683, 橄欖石の周辺にあることが多くしかも粒状化している。褐色角閃石：X…淡褐色、Y…淡褐色、Z…チョコレート褐色、 $c\wedge Z$ …22°,  $n_2$ …1.676~1.681。磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、フェライト：有色鉱物が不安定になつて残留したものが多い。スピネル：濃緑色のもので粒状化している。橄欖石：X, Y, Z…ほとんど無色、(+) 2V…84°~86°, スピネルと共伴する。 $n_2$ …1.695。

6 含橄欖石—褐色角閃石—単斜輝石—ノライト 橄欖石を有する斑縞岩中で部分的に優白質の部分があつて等粒状粗粒で半自形組織をもっている。斜長石 (80.5%)、斜方輝石

1) 浅井宏, 岩鉱, 44, 2, 83~89, 1960, 岩鉱, 44, 3, 印刷中, 1960

(12.7%), 単斜輝石 (3.4%), 褐色角閃石 (2.5%), 磁硫鉄鉱, フェライト (0.6%), 橄欖石 (0.3%) となつている。斜長石: An % 40, 43, 52, 56, 57, 58, 64, 68 を示す。汚染されているもの, 新鮮化して塩基性斜長石となつているものがある。粗粒な斜長石を割つて透輝石, 褐色角閃石ができ又斜方輝石を形成する。又このような部分の中央部に橄欖石が斑状変品となつている (第6図 6, 7)。斜方輝石: X, Y, Z…ほとんど無色, (-)  $2V=52^\circ$ ,  $n_2=1.712$ 。単斜輝石: 非常に汚染して褐色角閃石と共伴する。X…ほとんど無色, Y…灰色, Z…淡黄褐色,  $c\wedge Z=39^\circ$ , (+)  $2V=58^\circ, 60^\circ$ ,  $n_2=1.690$ 。褐色角閃石: X, Y…淡褐色, Z…褐色,  $c\wedge Z=22^\circ$ , (-)  $2V=68^\circ$ ,  $n_2=1.670$ , 消散して透輝石を生成する。磁硫鉄鉱, フェライト, 褐鉄鉱: 褐色角閃石が不安定になつて放出したものが多い。橄欖石: X, Y, Z…ほとんど無色, (+)  $2V=88^\circ$ ,  $n_2=1.695$ , 以上の鉄苦土鉱物の性状, 産状より考察すると明らかにこれらの諸鉱物は, 斜長石が偏圧によつて割れた部分に形成せられたものであり, はじめに褐色角閃石, 次にこれが不安定になり単斜輝石, 斜方輝石, 橄欖石が生成したものと考えられる。

### C 橄欖石斑輝岩・橄欖石ノーライトに伴う優白質岩石の性状

1 曹灰長石岩 橄欖石ノーライト中に形成される。斜長石, 褐鐵石, 緑泥石より成る。粗粒斜長石のクロマリス構造を示す。斜長石: An % 43, 45, 46, 48, 50, 52, 56, 60, 68, 73, 76 を示す。圧圧をうけて部分的に圧砕され褐鐵石, 緑泥石を生じている。著しく斜長石が汚染し更に新鮮化している。褐鐵石: 赤褐色で自形し,  $n_2=1.670$ 。緑泥石: 淡緑色で  $n_2=1.580\sim 1.560$

2 斜長石-石英微斜長石岩 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライト中に巾 3.0cm 内外から先端は次第に小粒状に分岐する。微斜長石 (53.7%), 石英 (26.8%), 斜長石 (19.5%) より成る。微斜長石: 部分的にパーサイト構造をもつ。(-)  $2V=82^\circ$ ,  $n_2=1.625$ 。石英: 前者について多く斜長石をその中に浮かべている。斜長石: An % 25, 27, 25~26, 28, 29, 31 を示す。

3 細粒トロノエマイト質脈状岩 オファイトク構造を示す。橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライト中に産する。脈状部の内側は斜長石 (52.6%), 石英 (40.6%), 黒雲母 (5.5%), プドー石 (1.3%) より成る。斜長石: 著しく汚染し周辺部から新鮮化する。石英: プール状。黒雲母: X…淡黄色, Y=Z…淡黄褐色,  $\gamma=1.635$ 。脈状部の外側は, 斜長石 (48.3%), 石英 (39.7%), カリ長石 (7.4%), 黒雲母 (2.7%), プドー石 (1.9%) より成る。斜長石: An<sub>25</sub>~An<sub>27</sub>, 粗粒で石英中に浮ぶ。石英: プール状に密集。カリ長石: ほとんど大部分が微斜長石構造を示す。黒雲母: X…淡黄色, Y=Z…褐色,  $\gamma=1.635$ 。

## 4. 総 括

前項に詳述した諸岩石の産状, 性状にもとづいて次の如く総括される。

1. 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトは, 細, 中粒の斜長石-褐色角閃石角閃岩, 褐色角閃石斜長石岩, 褐色角閃石ノーライト, 褐色角閃石斑輝岩等を基盤にしてレンズ状, プール状, 脈岩状に形成せられている。この岩盤となる岩石中には単斜輝石, 斜方輝石, 橄欖石, 斜長石等の斑状変品が形成されてこの現象は橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの形成される一つのメカニズムを示している。

2. 橄欖石斑輝岩, 橄欖石ノーライトの基盤となつてゐる前記の諸岩石は, 褐色角閃石

が濃集し、斜長石、褐色角閃石が圧碎され、一部が緑泥石化をうけるか或は褐色角閃石が消散し、そこに単斜輝石、斜方輝石が生成し更に橄欖石が晶出した。

3. 橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトの斜長石の構造は鉄苦土珪酸塩鉱物とオファイトク構造を示すか或は粗粒、等粒状組織でクロスクリス構造を示すか或は斜長石の短辺、長辺の比の小さい形を示す密集塊であり、鉄苦土珪酸塩鉱物は斜長石を切つてプール状、脈状、レンズ状の密集塊となるか或はコロナイトを作る。

4. 橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトは基盤の岩石が部分的に圧碎され、粗粒な塩基性斜長石が形成され、更にこれを切つて褐色角閃石、単斜輝石、斜方輝石、橄欖石等がプール状に形成されて先の斜長石は更に粒状化して小型の更に塩基性の斜長石になつている。鉄苦土珪酸塩鉱物が形成される性状は、褐色角閃石が晶出し更にこれが不安定になり、一部は緑泥石化し更に単斜輝石、斜方輝石が生成し更にこれが不安定になり橄欖石が晶出する傾向がある。この現象は橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトの基盤となる岩石中の橄欖石、単斜輝石、斜方輝石が部分的に斑状変晶となる現象と一致する。

5. 橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライト中の斜長石は先に斜長石がいちじるしく汚染し、更に新鮮化して更に塩基性の斜長石として生成した証拠をよみとることが出来る。

6. 橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライト中には優白岩として曹炭長石岩、及びカリ長石を有する優白質脈状岩、細粒トロンエマイト質脈状岩がみられる。前者はレンズ状で橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトの形成と略同時期、中者、後者は比較的後期のものである。

7. 橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトの形成は一種の塩基性斜長石化作用、褐色角閃石化作用、輝石化作用、橄欖石化作用の複合された増進変成作用で形成せられたものである。このような現象は基本的には本地域の塩基性岩の形成のメカニズムと一致する。

8. これらの橄欖石斑瀉岩、橄欖石ノーライトの形成される地質学的位置は、南部日高変成帯のオピラルカオマップ塩基性岩のうちで西側によつた一つの覆瓦の比較的上部に形成される。而してその時期は変成の最盛期の覆瓦状構造の形成期と一致する。

以上に詳述した如き現象は本邦では小島丈児等<sup>1)</sup>が各地の変成帯で観察した事項と関連しており、又諸外国では Groves 等<sup>2)</sup>の記載と関連した現象である。

1) 小島丈児, 科学, **5**, 167~168, 1943; 小島丈児, 井上保, 地質, **53**, 70~71, 1947; 柴田秀顕, 東文理地鉱研究報告, **1**, 69~86, 1944; 牛来正夫, (同前)**1**, 32~46, 1944; 杉健一, 地質, **54**, 110~111, 1948, 九大理研究報告, 地質, **3**, 13~20, 1951; 吉沢甫, 地球科学, **1**, 11~16, 1949; 浅井宏, 地質, **62**, 177~188, 1956.

2) Groves A. W., Quat. Jour. Geol. London, **91**, 150, 1935; Bugge, J. A. W. Norg. Geol. Undersokelse, **160**, 1943; Schüller A. Heiderberg. Beitr. Z. Miner. U. Petro. **1**, 269, 1948; Bilijon, S. van, Geol. Soc. South Africa, Trans., **52**, 91~197, 1950; Barth, T. F. W., Theoretical petrology, 1952; Ramberg, H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks, 1952; Krauskopf, K. B. Emil moertue A A/S Bøktrykkeri, Oslo 29~50, 1954; Mikola, T., Bull. Comm. Geol. Finl., **168**, 39~51, 1955; Parras, K., Bull. Comm. Geol. Finl., **181**, 1~137, 1958; Murthy, M. V. N. Bull. Geol. Soc. Amer. **69**, 23~38, 1958.



# ON HORNBLENDE FROM AMMADAKI, IKI ISLANDS, NORTHERN KYUSHU, JAPAN

KEN-ICHIRO AOKI

*Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University*

**Abstract.** Phenocrystic hornblende in an andesite from the Iki islands was chemically analysed. This hornblende is very high in  $\text{TiO}_2$  content, attaining to 4.18%, and is intermediate between common hornblende and kaersutite. Some petrogenetic considerations are discussed.

## INTRODUCTION

The Iki islands, Northern Kyushu consist of mainly trachy-basalts and trachyandesites of the alkali rock series and andesites of the calc-alkali rock series derived from an alkali olivine basalt magma erupted in Pleistocene age.<sup>1)</sup> In the andesites two distinct rock types can be recognized. The commoner type is pyroxene andesite and the other is hornblende andesite. The pyroxene andesites are widely distributed in the northern part of this island, while the hornblende andesites occur on a smaller scale, at Ammadaki and Motomiya in Katsumoto-machi and on the north coast of this island. The andesites from Ammadaki and Motomiya contain abundant hornblende phenocryst. The hornblende from Ammadaki andesite chemically analysed, shows high  $\text{TiO}_2$  content, though lower than that in the kaersutites from this island<sup>2)</sup>. In the present paper a brief description of this hornblende will be given.

The writer wish to express his thanks to Professor Yoshinori Kawano for his kind guidance and constant encouragement and to Professor Kenzo Yagi for critical reading of the manuscript.

## PETROGRAPHY OF THE HOST ROCK

Megascopically, the rock specimens from Ammadaki are rather

compact, fine grained, and pale bluish gray in color, containing phenocrysts of abundant hornblende and a few plagioclase. Under the microscope, the rock is fine grained and holocrystalline with small amount of brown glass. Phenocrystic minerals are plagioclase, hornblende, augite and magnetite and the groundmass consists essentially of plagioclase, anorthoclase, augite, hypersthene and magnetite with subordinate ilmenite, cristobalite, tridymite, apatite and brown glass.

Phenocrystic plagioclases are prismatic, euhedral to subhedral crystals up to 5 mm. in length. Polysynthetic twinning is very common. Zonal structure is distinct in the outer zone of each crystal. Sometimes glomeroporphyritic aggregates of plagioclase are seen, all of which include abundant brown isotropic patchy substance (presumably glass).

Phenocrystic hornblendes are slightly rounded prismatic to

Table 1. Constituent minerals, mode and chemical composition of Ammadaki andesite

Phenocrysts :			
Plagioclase	$\gamma_{\max}=1.580$ , $\alpha_{\min}=1.564$ , An 82-70	SiO <sub>2</sub>	52.28
Hornblende	$\alpha=1.673$ , $\beta=1.695$ , $\gamma=1.706$	TiO <sub>2</sub>	2.08
	$2V_{\alpha}=81^{\circ}-77^{\circ}$ , $c \wedge Z=7^{\circ}-9^{\circ}$ , $r > v$	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.74
Pleochroism	strong	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.24
	X=pale straw yellow	FeO	4.32
	Y=pale yellowish brown	MnO	0.10
	Z=yellowish brown	MgO	4.32
Augite	$2V_{\gamma}=52^{\circ}$	CaO	7.85
Magnetite		Na <sub>2</sub> O	3.65
		K <sub>2</sub> O	1.44
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40
Groundmass :		H <sub>2</sub> O+	1.52
		H <sub>2</sub> O -	1.00
Plagioclase, Anorthoclase, Augite, Hypersthene,		Total	99.94
Magnetite, Ilmenite, Cristobalite, Tridymite,			
Apatite, Brown glass			
Mode :	vol. %		
Phenocrysts		Analyst; K. Aoki	
Plagioclase	6.2		
Hornblende	12.6		
Augite	0.1		
Magnetite	0.0		
Groundmass	81.0		

short prismatic, less than 5 mm. in length, and are always surrounded by opacite of minute magnetite grains. Twinning on (100) is common, and is sometimes repeated. Inclusions of magnetite and augite are seen.

Phenocrystic augites are short prismatic with ragged crystal outline, up to 1.4 mm. in length. Rarely augite is in parallel intergrowth with hornblende, the former being always surrounded by the latter. Rarely augite phenocrysts are partially replaced by hornblende.

Magnetite phenocrysts are granular or irregular in crystal outline, ranging from 0.1 to 0.5 mm. in diameter.

The constituent minerals, mode and chemical analysis of the rock is given in Table 1.

#### CHEMICAL COMPOSITION OF THE HORNBLENDE

The chemical composition of the Ammadaki hornblende and its atomic proportion are given in Table 2, with analyses of hornblendes from other localities and of kaersutite from Iki island for comparison. Analysed sample was separated by means of a magnetic separator and Clerici solution.

Ammadaki hornblende is characterized by its high  $\text{TiO}_2$  content as compared with those of volcanic rocks of the calc-alkali rock series from the other districts. It is, however, lower in  $\text{TiO}_2$  content than the kaersutite, and shows an intermediate value between common hornblende and kaersutite. The other oxides of Ammadaki hornblende are not so different from other hornblendes and kaersutites.

In the Iki islands the alkali olivine basalt magma<sup>1)</sup> continued crystallization accompanied by the assimilation of granitic rocks in the middle stage of fractionation, and the kaersutites were produced as the reaction product of olivine or titanaugite with magma. On the other hand, if the alkali olivine basalt magma assimilated granitic rocks or silicic materials in the early stage, it changed into contaminated basaltic magma, from which by further crystallization, titaniferous hornblende should have been formed by the re-

Table. 2 Chemical composition of hornblendes and kaersutite

	1	2	3	4	1'		
SiO <sub>2</sub>	41.14	40.41	42.54	40.36	Si	6.08	8.00
TiO <sub>2</sub>	4.18	2.06	0.94	7.09	Al <sup>IV</sup>	1.92	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.22	13.88	11.07	13.78	Al <sup>III</sup>	0.38	5.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.67	7.89	4.13	3.93	Ti	0.46	
FeO	5.98	3.71	11.07	7.91	Fe <sup>III</sup>	0.63	7.95
MnO	0.11	0.09	0.15	0.14	Fe <sup>II</sup>	0.74	
MgO	14.08	15.02	12.64	11.08	Mn	0.01	2.61
CaO	11.63	12.31	11.28	10.82	Mg	3.12	
Na <sub>2</sub> O	2.32	1.74	1.83	2.78	Ca	1.84	024.0
K <sub>2</sub> O	0.58	0.80	0.69	1.34	Na	0.66	
H <sub>2</sub> O+	0.87	2.17	2.02	0.79	K	0.11	024.0
H <sub>2</sub> O-	0.10	0.67	1.24	0.26	O	23.14	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0.27	F=0.37	OH	0.86	
Total	99.88	100.75	99.87	100.49*			

\* Less 0 for F=0.16

1. Hornblende in augite bearing hornblende andesite, Ammadaki, Iki island. Analyst, K. Aoki.
  2. Hornblende in hornblende andesite, Kashiwazaki, Niigata Prefecture. Analyst, Y. Kawano<sup>3)</sup>.
  3. Hornblende in augite hypersthene hornblende andesite, Tawara-yama, Aso somma, Kumamoto Prefecture. Analyst, H. Matsumoto.<sup>4)</sup>
  4. Kaersutite in hypersthene bearing titanaugite olivine kaersutite trachy-andesite, Numazu, Gonoura-machi, Iki island. Analyst, H. Matsumoto<sup>2)</sup>.
- 1'. Atomic ratio of the hornblende from Ammadaki, when O+OH=24.00.

action of augite with the magma<sup>2)</sup>. Hornblende crystallized from the contaminated basaltic magma derived from the tholeiite magma seems to be poor in TiO<sub>2</sub>. Therefore the chemical composition of the hornblendes in volcanic rocks of the calc-alkali rock series may shed a light on the genetic problem whether the original magma of the rock is alkali olivine basalt magma or tholeiite magma.

## REFERENCES

- 1) Aoki, K., Petrology of alkali rocks of the Iki islands and Higashimatsuura district, Japan; Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 261~310, 1959.
- 2) Aoki, K. and Matsumoto, H., On kaersutite from the Iki island, Nagasaki Prefecture; Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., **43**, 248~253, 1959 (in Japanese with English abstract).
- 3) Kawano, Y., On the chemical composition of hornblende from Kujira-nami coast, Niigata Prefecture; Jour. Geogr. Japan, **55**, 285~



291, 1945 (in Japanese).

4) Matsumoto, H., Petrological study on rocks of Tawara-yama, Aso somma, Kumamoto Prefecture; Kumamoto, Jour. Sci., Ser. B, 2, 23~37, 1956.

## 摘 要

青 木 謙一郎

岩岐島にはアルカリ橄欖石玄武岩マグマ起源カルク・アルカリ岩系輝石安山岩と普通角閃石安山岩が分布している。角閃石安山岩中の角閃石を分離し、化学分析を行なった。この角閃石は  $\text{TiO}_2$  4.18% にも達し、普通角閃石とケルースト角閃石の中間の価を示している。また角閃石の成因について少しふれた。

## 雑 報

### アイスランドの地殻構造

1959 年、アイスランドのほぼ中央を NE に走る約 330km の測線と西部を NEN に走る約 250km の測線で屈折波法による地震探査が行われたが、その記象を解析研究の結果、次のような地殻構造が得られた。

地 殻 層	厚さ (km)	縦波速度 (km/sec)
最上層 (熔岩及び火山灰)	2.1	3.69
第 1 玄武岩質層	15.7	6.71
第 2 玄武岩質層	10.0	7.38

第 2 玄武岩質層の厚さとその下の  $V_p$  は測線が短いため直接検出できないが、幾つかの反射波から厚さが算出でき、その値は  $(10.02 \pm 0.26)$  km である。(Bath, M., Jour. Geophys. Research, 65, 1793~1807, 1960) かくして M 不連続面までの地殻層の総厚は 27.8km で、ニュージランドや西南日本に比べると遙かに厚く、また地殻層の性状も異っている。即ち、高速 6 キロ層と 7 キロ層が主体となっており、大陸域や大島弧に普通に存在する低速 6 キロ層は認められない。併し、アイスランドにおける 6 キロ層と 7 キロ層の厚さの割合及びその合計は米国東部平原地域のそれに近似しており、たゞ後者の最上層即ち先カンブリア系に該当する約 10km の厚さの低速 6 キロ層を欠いている点で相異なる。

アイスランドは衆知のとおり広大な basaltic lave field で、第三紀以来現在まで噴出が行われており、おそらく Arctic-N. Atlantic basalt area の中心部をなすものと推察されるところである。この地域は一般に白亜紀末から positive area となり、その後 fracturing を蒙つて広く玄武岩の裂罅噴出が行われたのである。アイスランドは、これも基性火山岩帯である中央大西洋海嶺の北部延長に当る位置に在るが、その地殻構造は後者のそれとはかなり相異しており、地殻構造的には大洋域に属するものではないようである。同島の地体構造上の position は、今後これ以外の北大西洋諸島並びにグリーンランド南部の地殻構造などが判明すれば一層確実となろうが、現在における推察では、同島の位置は多分 Atlantic basin の北側に当る continental area に属していたものと思われる。そこに造構運動が起ると共に前記のような基性火山岩活動が起きたものと考えられるのである。こゝで更に想像を加えると、第 1 玄武岩質層及び第 2 玄武岩質層は何れもそれより幾分  $V_p$  の小さな地殻層に多数の基性火成岩床が進入し、全体として  $V_p$  が増大したものかもしれない。このような場合には、 $V_p=6.7$  km/sec の第 1 玄武岩質層の原体は或いは先カンブリア系の如きものであつた可能性も生ずるのである。(柴田 勇)

## 10 キロバールまでの高圧下における岩石中の圧縮波の速度

高圧下に在る地殻深部の岩石中を伝播する圧縮波の速度については、すでに Birch・Bancroft (1940), Adams (1950) 等の研究があるが、著者 Birch は最近室温において圧力 500 バールから 10,000 バールまでの高圧のもとで各種火成岩・堆積岩及び変成岩 (世界各地産) の圧縮波速度を測定している。今原著の TAB. 5 (p. 1093~1099) から若干を抜粋すると次のとおりである。

Rock	Density	Vp (km/sec)		
		p=1,000	p=4,000	p=10,000 bars
Granite	2.619	5.84	6.10	6.23
"	2.672	6.29	6.42	6.51
Diabase	2.964	6.64	6.71	6.82
"	3.012	6.77	6.84	6.92
Dunite	3.244	7.54	7.65	7.78
"	3.312	8.19	8.32	8.42
Eclogite	3.338	7.56	7.79	7.92
"	3.441	7.69	7.89	8.01

これを、Adams (1950) が  $\rho$ ,  $\beta$ ,  $\sigma$  より理論的に計算した値と比較すると、granite はやや大に出ているが dunite は大体一致しており、変成岩類も近似した値が出ている。特に、今回の測定により eclogite (Kimberley, Norway 及び California 産) の Vp についての資料が得られたことは貴重である。(Birch, F., Jour. Geophys. Research, 65, 1083~1102, 1960)

ところで、この資料を地震探査の結果と対照して地殻深部の岩石の判定に適用する場合、勿論高温の影響を考えなくてはならないが (4,000bar 及び 10,000bar の圧力は夫々推定温度 370°C の深度 15km 及び推定温度 700°C の深度 35km 付近のそれに相当) Vp と温度との関係は未だ詳かにされていない。併し、色々な視点から、相対的な比較研究では温度の影響はさまで考慮に入れる必要はなかろうと考えられている。

現在地殻の一般構造としては、上部より 1. 酸性岩質層 (花崗岩質層) 2. 基性岩質層 (玄武岩質或いは斑岩質層) 3. 超基性岩質層 (麻岩質層) の存在が考えられており、2 と 3 の間に Mohorovicic 不連続面が存在するわけであるが、この超基性岩層の範囲がどの位であるか、そして更にその下が如何なる性状のものであるかについては未だ一致した見解が無い。

併し、地球物理学・岩石学及び天文学上の最近の知識から総合されたところによると M 不連続面下の超基性岩帯は必ずしも従来の考えのように連続的に深部の一層 femic な物質に移化するものとのみ考えるべきではない。即ち、地震波の方でいわゆる低速度帯のはじまる 80km 内外の深度までを地殻の範囲と考えると、このうちの下半部は玄武岩と近似の化学組成を有する eclogite 質の変成基性岩より成っていると想定することもできるのである。

実際、今回の Vp 資料と深部地殻に関する地震波の筈測資料とを対照すると、上記範囲の物質は eclogite 質のものと考えるのが最も妥当であり、玄武岩漿の根源の問題に関しても好都合のようである。更にまた、最近の碩石原体の組成に関する研究 (Lovering, 1958, Trans. Amer. Geophys. Union, 39) からしても、地球上層部の相当の範囲が玄武岩質組成のものと推察されるのである。

そこで、M 面下の超基性岩質層は或範囲内 (大洋域で深度 30km 内外、大陸平原で深度 30 数 km?) に在つて、その下は eclogite 質の変成基性岩になり、M 面下の超基性岩帯と地殻下の超基性物質との間、即ち地殻の下半部にこのような性状の部分の想定してはどうであらう (柴田勇, 1960, 本誌 44 巻, 5号)。このような地殻構造に対する成因の説明は暫く措き、今回紹介した高圧下の岩石中の圧縮波速度はかゝる地殻構造の仮説に對しても矛盾せず、むしろこれに對して支持的のように思われる。(柴田・勇)

# 鉱物学及び結晶学

8421, 高压下に於ける  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  系の研究 Dachille F., Roy, R.

橄欖石型 (ol 型) として  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  と  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  は固溶体を形成し,  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  は ol 型の他に尖晶石型 (sp 型) の構造をもつことは既に知られていたが, sp 型の  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  は合成されていない。そこで高压下に於けるこの系の混溶関係や ol 型 $\rightarrow$ sp 型の転移をしらべ, sp 型  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  の性質を外挿的に推定した。  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  の一気圧下に於ける sp $\rightarrow$ ol 型の転移点は  $810^\circ\text{C}$  で, sp 型の  $a_0=8.225$ ,  $V=562.5\text{\AA}^3$ ,  $Z=8$  であり, ol 型の  $a_0=4.915$ ,  $b_0=10.295$ ,  $c_0=6.020$ ,  $V=609.2$  ( $Z=8$  として) であり転移による容積変化  $\Delta V=3.5\text{cc/mol}$  である。又転移点の圧力に対する変化は  $0.025^\circ\text{C}/\text{bar}$  である。  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  と  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  間では上記  $810^\circ\text{C}$  以上で ol 型の完全な固溶体をつくり, 低温高压下に於いては sp 型固溶体も形成され, その混溶度は圧力の増加と共に急激に増加する。即ち  $542^\circ\text{C}$  に於いて 700bar では 10% の  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  が sp 型  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  中に混溶されるが, 60,000bar に於いては混溶度は 50% に達する。実験結果から外挿法的に  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  の ol $\rightarrow$ sp 型転移を推測すると  $100,000\pm 1500\text{bar}$  の圧力を必要とし, sp 型  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  は  $a_0=8.22\text{\AA}$ ,  $V=555.4\text{\AA}^3$ ,  $Z=8_0$  の結晶格子 (ol 型では  $a_0=4.76$ ,  $b_0=10.20$ ,  $c_0=5.99$ ,  $V=581.6$  ( $Z=8$  として)) をもつことが予測され, 容積変化  $\Delta V$  は  $2.0\text{cc/mol}$  に相当し, 圧力に

対する転移点の変化は  $0.013^\circ\text{C}/\text{bar}$  と推定される。尚  $\text{Mg}^{2+}$  が  $\text{Fe}^{2+}$  で置換されると sp 型固溶体中の珪酸塩混溶度は著しく増大する。地下約 400km の深さに存在する地震波及び密度の不連続は,  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  の高压下に於ける ol $\rightarrow$ sp 転移が原因であると考えても説明がつくようである。(Am. Jour. Sci., 258, 225~246, 1660) [長谷川]

8422, 天然の熱水溶液中に於けるモルデン沸石の合成 Ellis, A. J.

New Zealand, Wairakei 地方は地熱開発地帯として著明である。この中央部にあるボーリング中に天然黒耀石をセットしてモルデン沸石の生成を確めた。黒耀石の成分は  $\text{SiO}_2$  67.98%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12.10,  $\text{Na}_2\text{O}$  3.08,  $\text{CaO}$  2.74,  $\text{K}_2\text{O}$  1.29,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1.18,  $\text{FeO}$  0.94,  $\text{MgO}$  0.22,  $\text{TiO}_2$  0.22,  $\text{H}_2\text{O}+$  6.89,  $\text{H}_2\text{O}-$  3.17 で X 線的に非晶質である。この粉末を白金開管中に入れ, 深さ 1045ft, 温度  $230^\circ\text{C}$  の所に吊し 17 日間放置した。その結果強い X 線粉末廻折線をあたえこれはモルデン沸石のそれと一致していた。 $230^\circ$  に於ける熱水の化学成分は Li 9.6 ppm, Na 905, K 144, Rb 1.6, Cs 1.8, Ca 15, Mg 4,  $\text{NH}_4$  1.2,  $\text{CO}_2$  300,  $\text{SiO}_2$  390,  $\text{H}_2\text{S}$  15,  $\text{As}_2\text{O}_3$  4.5,  $\text{H}_3\text{BO}_3$  117, Cl 1550,  $\text{SO}_4$  41,  $\text{HCO}_3$  14, F 4.7, HS 2 である。pH は 4.7 でこれは  $230^\circ$  に於ける純熱水の pH 5.7 より酸性度が強い。この結果この地方のような塩化物熱水系に対して従来考えられていた“アルカリ性熱水区域”の名称は正しくなく, 且つ従来沸石類はアルカリ性溶液のみから生成されるという概

念も改められるべきである。(Geochim. Cosmochim. Acta, 19, 145~146, 1960) [長谷川]

#### 8423, Wüstit の産出 Walenta, K.

従来天然の産出が知られていなかった Wüstit (FeO) が火山角礫凝灰岩中から見出された。ドイツ Stuttgart 近傍の Scharnhausen に於ける第三紀凝灰岩中の径約 1mm の重鋳物を集め、反射顕微鏡及び X 線で検査した所、この中に含まれる等軸鋳物は Wüstit であることが明らかとなった。磁鉄鋳、赤鉄鋳、針鉄鋳及び自然鉄と共生しており、Wüstit は鋳物粒の中心部に存在している。X 線的に  $d=2.146, 2.476, 1.518$  等に強い廻折線が見られ、格子恒数は  $a_0=4.29_4 \text{ \AA}$  で人工品の  $4.29_4$  に一致している。塩酸及び硝酸に溶解し、Fe の他に少量の Zn が検出され、分光分析ではその他に Al, Ca, Si 等が検出された。水成源の褐鉄鋳又は黄鉄鋳が  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{H}_2$  を含む火山ガスと作用して生成されたものと思われる。(Neues. Jahrb. Min., Monatsh, 7/8, 150~159, 1960) [長谷川]

### 岩石学及び火山学

#### 8424, 大陸と大洋の 岩型の 相違 Macdonald, G. A.

大陸と大洋地域に産する岩石の命名に於て最も混同をおこすのは“安山岩”である。大洋地域、特にハワイに於て安山岩と名付けられたものはアルカリ岩系に属し、主としてアンデシシーオリゴクレス、単斜輝石、鉄鋳及び橄欖石から成り、色指数は 35~60 であり、アルカリ長石の単独結晶は少ないが、晩期晶出の斜長石はカリを含んでいる。一方大陸の造山

帯に於て安山岩と呼ばれているものはカルク・アルカリ岩系であつて、紫蘇輝石や角閃石斑晶を含み、大洋のものよりも  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ : アルカリの比が高い。名前の混同を避けるために、大洋地域の安山岩を mugearite 又は hawaiiite と呼ぶことを提称する。mugearite は長石がオリゴクレスであるものに名付ける。hawaiiite という名前は、以前 Daly が用いているが、こゝでは少し定義をかえ、mugearite とアルカリ橄欖石玄武岩との中間のものに名づける。即ち色指数がやゝ高く、ノルム及びモード長石がアンデシン、 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  が 2:1 よりも大きく、ノルム石英は存在せず、通常ノルムとモードに橄欖石を含む。また“安山岩”と呼ばれる岩石は大洋地域には存在するが、ハワイのものと同じ岩型であり、これらの量は非常に少い。(Jour. Petr. 1, 172~177, 1960) [青木]

#### 8425, Guernsey 閃緑岩中の傾斜した花崗岩質岩パイプ Elwell, R. W. D., Skelhorn, R. R., Drysdall, A. R.

花崗岩質岩石の組成を持つたパイプ状岩石が Guernsey (チャンネル諸島) の或る優黒質閃緑岩中に産する。パイプの平均直径は 3 呎で、全部が同様な傾きを持ち、或るものはその下方で酸性岩脈と接続し、或るものは断続した酸性岩層に接続する。パイプは優黒質母岩が固結する前に生成されたもので、その上下の岩石間が相対的な運動を行つた結果傾斜したものと考えられる。之の岩石の生成順序は次の如くである。(1) 優白質閃緑岩が先づ生成。(2) 岩脈状閃緑岩が次々に岩床状に進入し、母岩漿中に層を形成した。(3) 主体をなす優黒質閃緑岩の下方で優白質閃緑岩の軟化を伴つて優黒質閃緑岩が進入。(4) 優黒質閃緑岩漿の岩床中にパイプ状に岩脈物質が上昇、之は岩床が



岩脈系を切る所では何処でも見られ、或は岩脈物質が底部に集積した個所でも見られる。(5) 上下の未だ固結しない優黒質閃緑岩が相対的に運動し、垂直のパイプが傾斜する原因となつた。(6) 運動に応じて殆ど固結した優黒質閃緑岩中に裂罅を生成、その裂罅は岩脈系からの酸性岩漿で満たされ、ペグマタイト岩床を形成した。(7) 層が  $20^\circ$  程西方に傾いた、之はパイプの固結前に起つた。(Geol. Mag., 97, 89~105, 1960) [植田]

**8426, Main Donegal 花崗岩中に於ける早期の横断岩脈** Pitcher, W. S., Read, H. H.

Microtonalite 岩脈が Main Donegal 花崗岩の流理縞を切つて、その花崗岩の主要交叉節理の1方向に走っている。この岩脈と母岩である花崗岩とは一緒に結晶したもので、花崗岩中の黒色の流理縞や泥質捕獲岩と同じ作用により生じたものである。Donegal 花崗岩の初期(発生時)の節理系はこの花崗岩が固結する以前に完成したものと思われる。早期の岩脈は花崗岩中の交代作用を受けた泥質捕獲物質であつて、花崗岩漿が分化して生じたものではない。この関係は塩基性であるが、Ardnamurchan の紫蘇輝石斑礫岩の beerbachite 捕獲岩と岩脈との関係に類似する。即ち Main Donegal 花崗岩中の長石化した泥質浮遊物は岩脈物質と同時に結晶したもので、之の結晶作用は之を取囲む花崗岩と同一時代のものである。又黒色の縞は縞状花崗岩中の白色縞と同時に結晶したもので、之の両者が別々に結晶しなければならないという理由はない。(Geol. Mag., 97, 53~61, 1960) [植田]

**8427, 花崗岩の K-A 年代** Marmo, V.  
通常花崗岩類のマイクロクリンの

K-A 年代は同一岩石中の雲母の年代よりも低い値を示している。著者は地質学的根拠からこの年代の相違について述べている。花崗岩類の current theory と野外調査の資料から次の様に結論している。これらの年代の相違は長石と雲母中のアルゴンの保存の度合の相違よりもマイクロクリンと雲母の間の生成せられた正確な年代の違いと思われる。特に synkinematic rock の場合にそうである。late- 及び post kinematic rock の場合に於いて、これらの両鉱物の間の正確な生成年代の差異はあまり著しくない。Post kinematic rapakivi 花崗岩の長石と雲母の年代の差異は余り著しくなく、synkinematic rock の長石及び雲母から得られた両者の差 ( $230 \times 10^6 \sim 350 \times 10^6$ ) とは全く異なつた特長を示している。(Schweiz. Min. Petr. Mitt., 40, 17~36, 1960) [青木]

**8428, New Zealand, 北島のイグニンプライトの成因** Steiner, A.

New Zealand, 北島中央部に分布するイグニンプライトの岩石学的研究を行っている。イグニンプライトの石基はガラス基質 (glassy base) とメソスタシスの2つの対照的なガラスから成っており、両者の屈折率は異なっている。これはマグマの液相不混和によつて生じたと考えられる。イグニンプライトマグマは地表に噴出した時2相に分裂する固有の性質を持ち、この現象はイグニンプライトには普通にみられるから、液相不混和の概念を基本的な重要なものとして火山岩の成因に取り入れる必要がある。ガラス基質とメソスタシスの間の化学組成については直接くわしい事は判っていない。しかし屈折率が高いことから水の含量の多いことと  $\text{SiO}_2$  の少ないこと或いはこの

両者の為と考えられる。またメソスタシスには3価の鉄の濃集している証拠がある。岩石学的な証拠から不混和現象は流動中に起り、laminar flowの認められるのは2つの共存する不混和液のためである。2つのガラス相を含む流紋岩や明瞭な流状構造を示す火山岩はイグニンプライトと流紋岩の中間的なものと考えられる。イグニンプライトの岩石学的性質からMarshallの分類を改変した新しい分類を行なっている。イグニンプライトをガラスの成分のprimary textureをもとにしてpulveruliteとlenticuliteに大別し、各々をsecondary crystallizationの状態及び型からvitreous, pectinate~axiolitic及びradial~spheruliticの3相に細分している。またイグニンプライトと熱雲堆積物及び軽石流を別個のものとし、emplacementの状況や機構、酸性マグマの噴火、成因等について議論している。(New Zealand Geol. Survey, Bull. n. s. 68, 7~42, 1960) [青木]

## 金 属 鋇 床 学

**8429, Colorado** の先カンブリア紀片麻岩中の灰重石 Tweto, O.

Colorado, Wyoming 両州のW鋇床には先カンブリア紀のものと第三紀のものとがあり、先カンブリア紀の鋇床は灰重石により、第三紀のものはマンガン重石・鉄マンガン重石・鉄重石によつて特徴づけられる。先カンブリア紀の鋇床は小規模断片的で、主としてCaに富んだ古期calc-silicate gneiss (斜鋳簾石・ヴェスツ石・ザクロ石・透輝石・珪灰石・堇青石・calcicの斜長石・石英・方解石のうち一種もしくは数種が主要構成鋇物とな

っている。一見接触變成W鋇床のtactiteに似る。)・角閃岩などに鋇染状に分布するが、一部は先カンブリア紀の新期ペグマタイト・含金石英脈・含銅石英脈中にも存在する。花崗岩地域では石英脈に若干個のものを除いては存在しない。灰重石の多くは3~10%のpowellite moleculeを含み、また鋇床には灰重石に伴つてそれと似た螢光を発するpowellite  $\text{CaMoO}_4$  のものが存在する。これらの灰重石鋇床は母岩・生成期によつて、その共生関係にも変化があり、鋇床の大部分は広域變成作用・migmatization・syntectonic graniteの進入を包含するmajor plutonic stageのある時期の産物であるが、一部にはそれより新期の先カンブリア紀の花崗岩・閃緑岩・ペグマタイトに関係しているものもあるらしい。Wは片麻岩を生ぜしめた水成岩中に微量元素として存在していたものが、相繼ぐ先カンブリア紀の深成變成作用により再分布し、Caに富んだ岩石中で灰重石として再結晶したもので、その局部的濃集は初生水成岩中のWの濃集によるものである。Reworkした先カンブリア紀の鋇床は、経済的に重要な第三紀鋇床のW・Moの根源となつているかもしれない。灰重石が先カンブリア紀のCaに富んだ片麻岩中に特に存在することに注意を喚起している。(Econ. Geol., 55, 1406~1428, 1960) [山岡]

**8430, Alaska, Lost River** 錫鋇床に於ける鋇化作用と粘土化作用  
Sainsbury, C. L.

当鋇床は古生代の石灰岩を貫く花崗岩体並に流紋岩々脈中に胚胎し母岩をなす火成岩類はグライゼン化および粘土化作用を蒙っている。主要産出鋇物は錫石であるが、その他に滿俺鉄重石、硫砒鉄鋇、

黄鉄鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、輝水鉛鉱、黄錫鉱、輝蒼鉛鉱、輝安鉱、灰重石、磁硫鉄鉱、赤鉄鉱、チタン鉄鉱、磁鉄鉱、金紅石、フェナサイト、緑柱石及び輝銅鉱等である。鉱化作用は粘土化帯に於けるよりもむしろ グライゼン化帯に顕著である。閃亜鉛鉱中の Fe-Zn 比からその生成温度は  $425^{\circ}\sim 740^{\circ}\text{C}$  と推定されるが、この温度は随伴脈石としての黄玉の合成温度範囲とは一致する。一方粘土鉱物としてはカオリン石、ディッカイト及び緑泥石—モンモリロン石等で、この内ディッカイトは晩期生成の鉱脈中或はその附近にもつとも普遍的に産出する。これら粘土鉱物は後鉱化作用の上昇型変質作用の産物であり、石英と黄玉の反応縁の観察結果から次の式が想定される。黄玉  $[(\text{Al}, \text{F})_2 \text{SiO}_4] + \text{石英} [\text{SiO}_2] + \text{水} [3\text{H}_2\text{O}] + \text{石灰石} [\text{CaCO}_3] \rightarrow \text{カオリン石} [\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4] + \text{螢石} [\text{CaF}_2] + \text{炭酸} [\text{H}_2\text{CO}_3]$ 。(Econ. Geol., 55, 1478~1506, 1960) [阿部宏]

### 8431, 二, 三のRhodesian Copper-belt の鉱体とそれとの関連岩石の岩石学 Darnley, A. G.

Rhodesian copperbelt の鉱床は Katanga 地向斜の最下部を構成する Roan 水成岩層中に胚胎する層状鉱床である。鉱床は砂質のものから泥質に到るものの中にある。この鉱床及びその母岩につき地化学、鉱物学、岩石学等の検討を加え、或いは分光分析等を用いて成因の関係を求めている。この鉱床は主に成分的に Cu, Fe, S よりなり、一部に U, Te を伴う。鉱物としては黄銅鉱が主で、他に斑銅鉱、黄鉄鉱よりなり、二次的銅鉱物、その他を伴う。銅の鉱化作用は炭質珪岩中に見られ、その鉱化作用のある珪岩中には黒雲母が全く欠除し、堆積岩

の變成作用以前に 鉱化作用があつた事を示し、母岩中の長石は絹雲母化し、アルミナがこれに関与し、K は絹雲母化、又は鉱化作用とは関係がない。斜長石は絹雲母化又はカリ長石化するが、これは珪質粘土岩、雲母を伴う長石質珪岩の異常な K の増大と関係し、これは附近に火成活動のない事から 岩漿からの溶液が広範囲に導入された為と考えられる。又堆積岩が固化する間長期にわたり B を伴う溶液の浸透があり電気石を生じている。堆積岩中には稀元素及びチタン鉱物があるが、これは高温の気成的状態があつた事を示している。これ等はかなりの量の物質が堆積岩の堆積後にこれを通して移動した事を示し、堆積物の生成後に Cu, Co, B, 稀元素, Ti を伴うアルカリ, Mg,  $\text{CO}_2$  を含む岩漿からの溶液が浸透した。黄鉄鉱中の Co の含有量の高い事及び硫化物中の離溶組織は高温の晶出を示している。又区域内には鉱脈をなすものがあるがこれは層状の鉱床とは関係がない。筆者は更に考察を進めて 鉱床の成因は地向斜に關係した岩漿からもたらされた溶液の導入によるものとした。(Trans. Instn. Min. Metall., 638, 137~173, 1960) [鈴木]

## 石油鉱床学

### 8432, 物質代謝作用と石油系炭化水素の起原 Breger, I. A.

海成堆積物中の蛋白質と炭水化物は、不安定な性質から恐らく石油根源物質にはなり得ない。残留アミノ酸のごく少量が石灰質貝化石中に存在することが Abelson (1957) により報告されているが、これはごく都合のよい機構のもとにあつたときにのみ限られる。リグニン

は頁岩中に含まれる 腐植物質の根源となつても、石油生成には大して寄与しない。

石油生成に最も有力な根源物質は 脂肪酸及びその関係物質である。脂肪酸は石油中に多く含まれる *aliphatic, alicyclic, aromatic hydrocarbon* に容易に変化することが出来る。即ち脂肪酸はバクテリアによつては直接的には *decarboxylate* されないが、化学的に、より変化し易い *oxygenated* あるいは *dehydrogenated acid* 等の新しい物質を造る。また上述の変化 (*alicyclic, aromatic* 化) は常温或いはそれより高い温度で、また水溶液中で、あるものは pH 7 以下で起り得るといわれる “*Diels-Alder* 作用” で説明することが出来る。石油中の *aromatic hydrocarbon* の一部は *carotenoid pigment* 類の熱変化でも形成されるものと思われる。現世海底堆積物中に報告されている少量の炭化水素類は、石油の根源としてはそれ程重要なものと思われない。上述の考察から一般に *lipid* (脂質) が石油生成に最も重要なものとみられる。従つて石油は *lipid* を多く含む堆積物に生成され易い。種々の石油は、最初の根源となつた *lipid* の種類で、その性質が決定される。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, 297~308, 1960) [山口]

8433, 海水中の 溶存有機物質の回収と細粒物質への収着 Bader, R. G., Hood, D. W., Smith, J. B.

海水中には 1~5m. g./L 程度の有機物質が溶解しておることがクロマトグラフや分光分析等の発達によつて 解明されて来たが、これ等有機物質が溶存炭酸ガスと平衡関係にあることや、炭酸カルシウムの溶解や沈澱に重要な 関係を有することが見出され、堆積岩中の炭酸塩鋳物

との関係が注目されるに至つた。又海底堆積物中の有機物質は 陸成又は海成物の破片として運搬堆積されたものや、海底の生物によつて生成されたものの外に、海水中に溶解していた有機物質が、海水中を沈降する鋳物粒 (石英、カルサイト、粘土鋳物等) に収着 (吸着又は吸収) されて沈積したものがあることが明にされるに至つた。これは一種の海水浄化作用ともいふべきものである。

5 ガロン海水を濃縮して 稀苛性ソーダ液で滴定した所 pH 7.8~9.0 に於て著しい緩衝作用が行われていることが判明したが、これはカルボオキシ酸とアミノ酸塩との間で水素原子の置換が行われる為と解される。又これと関連して Ca イオンは、有機物質と錯化合物を形成して、溶解度を著しく高める。又この有機物質と CO<sub>2</sub> とが平衡関係にあることは CO<sub>2</sub> の同化作用に大影響を与えている。有機物質中の脂肪酸としてはラウリン酸、ミリスチン酸、ミリストオレイン酸、パルミチン酸、ステアリン酸、リノリン酸等が検出されている。粘土鋳物の有機物に対する収着能力に就て 研究が進められているが、モンモリロナイト、カオリナイト、イライトの順に能力が減少して行く。例えばアスバラギン酸は 3m. g./L の濃度に於てモンモリロナイトによつて 13 %、カオリナイトによつては 2 % のみ収着された。又有機物質としてはアスバラギン酸、アラニン、グルコース、サツカロース、の順に収着量が減少している。粘土鋳物によつて 有機物質が捕えられるのは、吸収によるのか吸着によるのか明でないが、何等かの化学結合が行われているものと想像されている。(Geochimica et Cosmochemica Acta 19, 236~243, 1960) [牛島]



**8434, 現世淡水域堆積物の石油系色素**  
Hodgson, G. W., Hitchon, B., Eloffson, R. M., Baker, B. L. and Peake, E.

クロロフィルの分解生成物である フェオフィチンやクロール色素(chlorin pigment) は、淡水域及び海水域の現世堆積物中に普遍的に存在している。この事実 は、クロロフィルのフェオフィチンへの分解が堆積物の沈積中、速に行なわれることを示唆している。実験室の研究では、このフェオフィチンをdeoxophyllerythrietioporphyrin 或いはフェオフィチンのニッケル錯塩の中間生成物を経て、石油型のボルフィリンのニッケル錯塩に転換することを可能にした。原油中に含まれる微量の色素はボルフィリンの金属錯塩であることが知られている。それで原油の発展過程を究明するためにも、クロロフィルからの転換の化学的過程を明らかにして行くことは極めて重要な課題である。本研究もその意図のもとに、現世堆積物の色素が、沈積環境の場で金属錯塩に転換する進歩を知るために行なわれた。先づ予察的に色素を西部カナダの湖成及び河成の現世堆積物の試料から、アセトン-水 (9:1) で抽出した。この抽出色素の吸収スペクトルは 418 と 667  $m\mu$  に極大を示し、フェオフィチンがその主要な成分であることがわかり、これは亦、メキシコ湾堆積物からの色素と較べて殆んど変らない。つまり海成、非海成堆積物共にフェオフィチン様の色素が存在している。著者等は、この様な色素をより詳細に研究するため、湖底の骸泥がかなりの厚さで発達し、しかも stagnant な湖で特徴づけられる North Cooking Lake を選んだ。この湖は、Alberta 州 Edmonton の ESE 約 22 マイルにある浅い autochthonous lake

で、湖岸の砂は黒色の有機物で汚染されている。湖底堆積物の試料を 10 点でボーリングし採取した結果、一般的に上部から骸泥 (3~4m)、青黒色粘土 (0.5~1m)、シルト及び砂 (3.5m) の順に累積している。堆積物について観察の主な点を記すと、湖水の pH は約 8 であるが、堆積物中で 7.0~7.5 に減少し、酸化-還元電位は +200~+340mV の範囲である。堆積物の孔隙率は一般に高く、そのあるものは 90% 以上を示し、また骸泥の全炭素量は約 18% である。抽出性有機物は、始めアセトンで、次いでベンゼン-メタノール (10:1) の混溶媒で抽出し、それをクロマトグラフでパラフィン・ナフテン系炭化水素、芳香族炭化水素、O-N-S 化合物に分離した。その結果、炭化水素は特に表層の骸泥に多く (乾燥試料に対し 950ppm)、粘土 (70 ppm)、砂 (15ppm) と深度と共に減少している。一方、色素も骸泥で 300ppm、青粘土で 110ppm、シルトでは 2ppm と極めて低く、垂直的に急激に変化しているが、青粘土の下部のシルトに見られる着色物質は、明らかにボルフィリンの金属錯塩である。つまり色素はボルフィリンで、それも単一のボルフィリンよりもむしろ金属錯塩であり、クロール色素の石油型ボルフィリンへの転換は湖底堆積物の深さと共に進行している。骸泥から抽出された色素の熱安定度を 102°C (0~24 時間)、145°C (0~4 時間) で夫々測定した結果、時間の経過と共に色素の量は著しく減少した。この現象からしてクロール色素の分解は、かなり速に行なわれる事が予想される。またニッケル錯塩は、測定の結果 129~161°C, pH 7.3~3.6 の範囲で生成され、一般に金属錯塩の生成の割合はクロール色素の分解よりも多少おそいことがわかった。クロ

ール色素の不安定なことは、原油中の色素と炭化水素の比が相対的に堆積物のそれと較べて著しく低いことから実証される。これらの湖底堆積物中の石油型ポルフィリンへの転換進度の研究観察から、石油系色素は、原油の発展過程の極めて初期の段階に生成されるものであることを示した。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, 272~288, 1960)[島田]

**8435, English Lakes 淡水湖堆積物中の有機炭素・硫黄含有量及びその相関**  
Gorham, E.

English Lake 地方の5つの淡水湖堆積物中の全炭素(有機)・硫黄の含有量及びその量比と、夫々の湖の環境その他との関連性を検討した。先づ Wastwater (深度 79m, unproductive, 石灰 0.09・加里 0.01m. equiv/l で共に乏しく, bottom water は年中酸素を溶存する) と Esthwaite Water (16m, productive, 石灰 0.41・加里 0.02 で共に豊富, bottom water は夏季堆積時は de-oxygenated) の対照的な2つを選び、その surface mud (oxidizing) 及び 5cm, 10cm の深さの reducing mud について、C/S 量を求めた。C/S 比は, surface mud (O) に高く (av. 34), reducing mud (R) に低い (av. 24), また Wastwater では O, R 共に高く, Esthwaite Water ではそのひらきが大きく, reducing mud の発達が著しい。次に Windermere (67m, やゝ productive, 石灰 0.27・加里 0.01 で中程度, bottom water は常に oxygenated) と Ullswater とについて、鉄・マンガンイオンに富む oxidate crust の C, S 量を検出した結果、前記の lake mud よりはるか

に低く、また両者の正の相関関係も乏しくなるが、C/S 比は、マンガンその他に、富むものに低く (27), 5, 10cm の reducing mud の場合と同値を示した。従つて oxidizing surface mud より低い。更に productivity (fertility) と、C/S 量との関連を検討した。即ち、Wastwater (low fertility), Ennerdale Water (45m, unproductive), Windermere (moderate fertility), Esthwaite Water (high f.) 及び Priest Pot (4.5m, 極めて productive, 石灰 0.62・加里 0.08 で共に最大) を比較すると、productive lake sediment では C/S 量に富み、やはり、C/S 量間に正の相関がみられる。C/S 比は infertile lake に高く (40, 35), productive lake ほど低い (15)。次に Ennerdale 及び Esthwaite の夫々 690cm 及び 570cm までのコアについて、その変移を求めた。前者 (unproductive) では、C/S 共に深さと共に漸増しているが、C/S 比は 25 より 41 まで (400cm) で、最大値は全有機量の急増する下位に現れる。後者 (high fertile) では、Ennerdale とほぼ似た C 量に比し、S 量は著しく多い。C 量の最大値は glacial clay の少しく上位にみられる。C/S 比は異動が著しく、glacial clay 中の薄い organic band に最少 (8, 13) で、その上位の mud で最大 (23, 30), 且つこゝでも全有機量の急増部の直下に当っている。以上から、C/S 量の相関性と O-R balance, fertility, time などと C/S 比の関係が指摘されたが、この中特に S の方が fertility に対してはより大きく左右されることが認められた。(Jour. Sed. Petrol., 30, 466~470, 1960) [加藤]

いては、特に紹介する必要がない程よく知られている。Bateman の著書は3部に分け、第1部 Principles and processes では、現在の正統的な見解のもとに、鉱床の成因、生成機構、生成期、鉱床区、分類、鉱床探査等について述べられ、第2部 Mettallic mineral deposits、第3部 Non-metallic mineral deposits は各論となつている。次に McKinsty の著書は鉱床探査の実際的な諸問題、諸方法について述べられ、特に fracture の形成に関する理論的考察についての章は一読の価値がある。鉱山地質関係各位の座右の良著と考える。(東京都文京区江戸川町 15, チャールズ・イー・タトル商会発行 Economic mineral deposits 1,480 円, Mining geology 1,200 円) [竹内]

### Minralogy By L.G. Berry and Brian Mason.

本書は鉱物学の教科書として編集されたものであるが、学生以外に、研究者及び一般にも極めて参考になる。概論と各論に分けられ、次の 16 章より成る。1. Introduction, 2. Crystallography, 3. The chemistry of minerals, 4. The physics of minerals, 5. The genesis of minerals, 6. Determinative mineralogy, 7. The systematics of mineralogy, 8. 各論 Native elements, 9. Sulphides. 10. Oxides and hydroxides, 11. Halides, 12. Carbonates, nitrates, borates, 13. Sulphates, chromates, molybdates, tungstates, 14. Phosphates, arsenates, vanadates, 15. Silicates, 16. Determinative tables. 一般に極めて分り易く解説され、特に原子配列に注目して諸性質を記述している。各章末に添えられた問題集は極めて興味あるものを集録しており、従来の教科書に全く見られぬところである。巻末の鉱物鑑定表は各論で記載された約 200 種の鉱物と共に、本書を活用する上で有効であろう。こゝに Modern Asia Edition の出版を紹介し、本書を推薦する。Freeman and Tuttle Co. 1961 年版 1,100 円) [大森]

### 本誌抄録欄担当者 (五十音順)

青木謙一郎	芦田 佐吉	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫
牛島 信義	梅原 嘉明	宇留野勝敏	大貫 仁	大沼 晃助
大森 啓一	折本左千夫	加藤 磐雄	蟹沢 聰史	河野 義礼
北代 吉宏	今野 弘	島 敬史	島田 昱郎	鈴木 光郎
関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三	松本 陸士
山岡 一雄				

昭和 36 年 3 月 1 日 印刷

昭和 36 年 3 月 5 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会  
〔電話仙台③ 5111 (内線311)〕

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③ 2027〕

笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会

会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕

本会会費 一カ年分 1,000 円 (前納)

本誌定価 一 部 150 円 (会員外)

© 1961



The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

X-ray studies of bentonites from Kaminoyama, Yamagata Prefecture ....	K. Omori, T. Seki and T. Sakamoto
Some experimental considerations of fergusonite .....	Y. Kitadai
On idaite ( $\text{Cu}_5\text{Fe S}_6$ ) in Japan .....	T. Takeuchi and M. Nambu
Druse mica in trachyandesite from Nokonozima Island, Fukuoka Prefecture .....	Y. Oji
Basalts in the vicinity of Kuchinotsu, Nagasaki Prefecture .....	T. Yamamoto
Olivine gabbro, olivine norite in the vicinity of Horoman river in Southern Hidaka metamorphic zone (II) .....	H. Asai
On hornblende from Ammadaki, Iki island, Northern Kyushu, Japan ....	K. Aoki

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Book reviews.

Economic mineral deposits, By A. M. Bateman

Mining geology, By H. E. McKinstry

Mineralogy, By L. G. Berry and Brian Mason

Abstracts:

*Mineralogy and crystallography.* High pressure studies of the system  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ , etc.

*Petrology and volcanology.* Dissimilarity of continental and oceanic rock types, etc.

*Sci. of metallic deposits.* Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado, etc.

*Sci. of petroleum deposits.* Diagenesis of metabolites and origin of hydrocarbons, etc.

---

Published monthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan